



UNIVERSITAT_{DE}
BARCELONA

Evolución metalogenética de complejos carbonatíticos en contexto hipoabisal y plutónico: Bonga y Monte Verde (Angola)

Sandra Amores Casals



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 4.0. Spain License.**



UNIVERSITAT_{DE}
BARCELONA

DEPARTAMENT DE MINERALOGIA, PETROLOGIA I GEOLOGIA APLICADA

Evolución metalogenética de complejos carbonatíticos en contexto hipoabisal y plutónico: Bonga y Monte Verde (Angola)

Memoria presentada por:

Sandra Amores Casals

Esta tesis ha sido realizada dentro del programa de doctorado en Ciencias de la
Tierra de la *Universitat de Barcelona*

Dirigida por: ***Dr. Joan Carles Melgarejo Draper***

La doctoranda

El director

Sandra Amores Casals

Joan Carles Melgarejo Draper

Barcelona, septiembre de 2017

ÍNDICE

Agradecimientos

Resumen

CAPÍTULO 1: Introducción y antecedentes	1
1.1 Antecedentes sobre carbonatitas, aillikitas y lamprófidos ultramáficos	3
1.1.1 Definición de carbonatita	3
1.1.2 Contexto geotectónico y distribución temporal de las carbonatitas	3
1.1.3 Clasificación y asociación de carbonatitas con otras rocas silicatadas	5
1.1.4 Petrogénesis de carbonatitas y rocas silicatadas asociadas	7
1.1.5 Formación de complejos anulares	9
1.1.6 Mineralogía de las carbonatitas	10
1.1.7 Definición de lamprófido ultramáfico y clasificación	16
1.1.8 Relación entre lamprófidos ultramáficos y carbonatitas asociadas	17
1.2 Características generales de los complejos carbonatíticos de Angola	21
1.2.1 Introducción	21
1.2.2 Morfología, edad y emplazamiento de los complejos	22
1.2.3 Principales complejos carbonatíticos en Angola	22
1.2.4 Mineralogía e implicaciones geoquímicas	31
1.2.5 Composición isotópica de C y O	32
1.3 Contexto geológico de Angola	33
1.3.1 Introducción	33
1.3.2 Eventos del Arcaico	35
1.3.3 Ciclos orogénicos del Proterozoico	37
1.3.4 Evolución durante el Fanerozoico	40
1.4 Objetivos de la tesis	47
1.5 Metodología	49
1.5.1 Muestreo y cartografía de las carbonatitas estudiadas	49
1.5.2 Métodos para la caracterización de la mineralogía y petrología	49
CAPÍTULO 2: Cuerpos intrusivos mixtos del complejo de Bonga	55
2.1 Contexto geográfico y geológico de Bonga	57
2.1.1 Introducción	57
2.1.2 Situación geográfica de Bonga	59
2.1.3 Situación geológica de Bonga	60
2.2 Estructura de Bonga	65
2.2.1 Introducción	65
2.2.2 Calciocarbonatita masiva central	65
2.2.3 Diques anulares de calciocarbonatita	67
2.2.4 Carbonatita ankerítica	68

2.2.5	Brechas carbonatíticas	69
2.2.6	Cuerpos intrusivos mixtos carbonatítico-lamprofíricos	70
2.2.7	Brechas no carbonatíticas	71
2.2.8	Diques	72
2.2.9	Coluviones y placeres	72
2.3	Petrografía de los cuerpos intrusivos mixtos de matriz carbonatítica de Bonga	73
2.3.1	Introducción	73
2.3.2	Fragmentos de calciocarbonatita	74
2.3.3	Fragmentos de rocas de magnetita-apatito	78
2.3.4	Cuerpos esferoidales de aillikitas	88
2.3.5	Fragmentos de roca metasomatizada magnésica	99
2.3.6	Fragmentos de foscoritas	102
2.3.7	Fragmentos de natrocarbonatita	106
2.3.8	Matriz carbonatítica	112
2.4	Petrografía de los cuerpos de matriz aillikítica	141
2.4.1	Introducción	141
2.4.2	Fragmentos de turjaítas	142
2.4.3	Cuerpos esferoidales de alnöitas	145
2.4.4	Xenolitos de flogopita-apatito-augita	153
2.4.5	Fragmentos de calciocarbonatita	157
2.4.6	Matriz aillikítica	161
2.5	Química mineral de los cuerpos intrusivos mixtos de Bonga	183
2.5.1	Baddeleyita	183
2.5.2	Zircón	183
2.5.3	Ilmenorutilo	184
2.5.4	Ilmenita	184
2.5.5	Perovskita	188
2.5.6	Espinelas	192
2.5.7	Pirocloro	196
2.5.8	Apatito	213
2.5.9	Olivino	214
2.5.10	Melilita	215
2.5.11	Juanita	216
2.5.12	Clinopiroxenos	216
2.5.13	Anfiboles	222
2.5.14	Micas	224
2.5.15	Aspidolita	233
2.6	Datación del complejo de Bonga	235
2.7	Discusión: evolución del complejo de Bonga	239
2.7.1	Secuencia de emplazamiento del macizo carbonatítico de Bonga	239
2.7.2	¿Preconcentración de elementos raros en el manto?	239
2.7.3	Morfología 3D del complejo	243
2.7.4	La formación de los diques anulares	243
2.7.5	El problema de la asociación de rocas carbonatíticas, lamprofíricas ultramáficas y rocas alcalinas	244
2.7.6	El problema de los cuerpos de magnetita – apatito	245
2.7.7	El problema de los cuerpos globulares	248

2.7.8	La secuencia intrusiva	251
2.7.9	El problema de la actividad de F	252
2.7.10	El problema de las alteraciones de las rocas asociadas con las carbonatitas	252
2.8	Discusión: Potencial metalogenético del complejo de Bonga	257
2.8.1	Concentración de pirocloro	257
2.8.2	Concentración de elementos de REE en el complejo de Bonga	268
2.8.3	Potencial metalogenético del complejo de Bonga	269

CAPÍTULO 3: El complejo alcalino – carbonatítico de Monte Verde	271
--	------------

3.1	Contexto geográfico y geológico de Monte Verde	273
3.1.1	Introducción	273
3.1.2	Situación geográfica de Monte Verde	274
3.1.3	Situación geológica de Monte Verde	277
3.2	Estructura de Monte Verde	281
3.2.1	Introducción	281
3.2.2	Rocas plutónicas alcalinas	284
3.2.3	Fenitas	285
3.2.4	Brechas de matriz carbonatítica	286
3.2.5	Brechas de matriz alcalina no carbonatítica	287
3.2.6	Diques alcalinos	288
3.2.7	Silicificación	289
3.2.8	Depósitos aluviales y coluviales	290
3.3	Petrografía de las rocas intrusivas alcalinas	291
3.3.1	Urtitas	291
3.3.2	Melteigitas	294
3.3.3	Ijolitas con andradita	299
3.3.4	Sienitas nefelínicas con andradita	301
3.4	Petrografía de las brechas de Monte Verde	305
3.4.1	Brechas de matriz alcalina	305
3.4.2	Brechas de matriz carbonatítica	318
3.5	Petrografía de las rocas feníticas de Monte Verde	321
3.6	Petrografía de los diques alcalinos de Monte Verde	327
3.6.1	Traquitas de feldespato alcalino con sodalita	327
3.6.2	Traquitas nefelínicas	331
3.6.3	Tinguaitas	339
3.6.4	Latitas	342
3.7	Química mineral del complejo de Monte Verde	345
3.7.1	Pirocloro	345
3.7.2	Perovskita – loparita	356
3.7.3	Eudialita	357
3.7.4	Sorosilicatos de Na-Zr-Ti	358
3.7.5	Carbonatos de REE	361
3.7.6	Silicatos de REE – Grupo de la britholita	364
3.7.7	Fosfatos de REE – Grupo de la rabdofana	365

3.8	Discusión: Secuencia de emplazamiento del complejo de Monte Verde	367
3.9	Discusión: Potencial metalogenético de las rocas alcalinas de Monte Verde	369
3.10	Discusión: Potencial metalogenético de las carbonatitas de Monte Verde	379
CAPÍTULO 4. Conclusiones		381
Bibliografía		385

AGRADECIMIENTOS

En primer lloc, m'agradaria donar les gràcies al Dr. Joan Carles Melgarejo, director de la tesi doctoral. Gràcies per la teva confiança durant aquests anys, des de que vaig començar com a becària catalogant la col·lecció de minerals i fins a dia d'avui, en el que estic dipositant la tesi. No tinc paraules suficients per expressar el meu agraïment i no només com a director sinó com a amic i persona. Moltes gràcies!

Vull agrair de tot cor a la meva família pel seu recolzament incondicional i per haver estat allà sempre donant-me força per seguir endavant. Gràcies al suport i ànims diaris de la meva bessona, la Sònia; a la meva mare, la Marta, per la seva paciència infinita i escoltar-me sempre que ho he necessitat. Gràcies al meu germà, el Victor, per donar sempre el toc d'humor i pel seu optimisme; gràcies a la meva neboda, l'Ariadna, que és l'alegria de la casa.

Gràcies a la Universitat de Barcelona per concedir-me la beca predoctoral APIF. Als projectes CGL-2009-13758 del Ministerio de Ciencia e Innovación de España; al SGR 444 i SGR 1661, de l'AGAUR de la Generalitat de Catalunya. Gràcies a la Society of Economic Geologist (SEG) per concedir-me la beca Hugh E. McKinstry Fund. que va permetre realitzar la campanya de camp a Angola durant l'agost de 2014.

Gràcies al Dr. Toni Olimpio, de la facultat Agostinho Neto de Luanda, per poder fer possible la campanya de camp a Angola i col·laborar en les tasques de cartografia i mostreig dels complexos estudiats. Gràcies al Carlos, al Correia, al Daniel Justinho, a l'Alberto, al Eduardo i el Augusto Ignacio per la seva ajuda en el mostreig de Monte Verde.

Gràcies als tècnics dels serveis Científics i tecnològics de la UB, on s'ha realitzat tota la part analítica. Vull agrair el suport del Dr. Xavier Llovet de la Microsonda, del Dr. Tariq Jawhari del servei d'Espectroscòpia Raman, de la Eva Prats i el David Artiaga del servei de Microscòpia Electrònica de Rastreig, del Dr. Joaquim Perona del servei d'Espectrometria de Masses de relació isotòpica i del servei de Difracció de Raigs X. Gràcies al servei de Làmina prima de la UB, a la Dra. Dolors Barsó, la Dra. Fadoua Oumada i la Montserrat Sibila per serrar les mostres i preparar les làmines primes de Monte Verde i algunes de Bonga. Al servei de làmina prima de la Universitat de Leoben per preparar la major part de les làmines de Bonga.

Gràcies al Dr. Joan Martí, del CSIC, per la seva col·laboració en la part de la discussió. Gràcies al Dr. Dima Kamenetsky, de la Universitat de Tasmània, per proporcionar les dades sobre la datació del complex de Bonga i pel seu ajut en la discussió.

Als companys del departament, per deixar-me compartir el dia a dia durant tot aquest temps i fer-me sentir com a casa. Gràcies a l'Amaia Castellano per formar part de la campanya de camp a Angola i compartir amb mi tantes bones experiències. Gràcies al Josep Roqué, al Thomas Aiglsperger, al Lisard Torró, a la Núria Pujol, a la Jingyao Xu, a la Cristina Villanova, al Marc Campeny, a la Júlia Farré, a la Lúcia Butjosa, al Sergi Esteve, a la Diana Rodríguez, a la Montgarri Castillo, al Saleh Lehib, a l'Aurora Bambi. Gràcies a en Nils Reinhardt per compartir amb mi el final de la tesi. Moltes gràcies al Joaquin Proenza, l'Esperança Tauler, al Salvador Galí i als professors i companys del departament.

També voldria agrair molt especialment a les meves millors amigues, i amics: a la Montse Rovira, la Carla Albiol, la Mari Díaz, la Laura Díaz, la Mireia Carrillo, la Laia Albiol, al Cesc Madrid, al Jordi Torra, a la Noemí Capel, a l'Ignasi Sanahuja. Gràcies a l'Arturo Bonnín, amb qui vaig iniciar aquesta aventura, malgrat els nostres camins finalment es separessin.

Per acabar, gràcies a algú que ja no està aquí amb mi, però sé que m'està veient des d'algun lloc. Gràcies al meu pare, veure aquest treball li hagués fet moltíssima il·lusió!

Gràcies a tots vosaltres.

RESUMEN

En Angola afloran complejos carbonatíticos en todos los niveles de emplazamiento tanto plutónico, hipoabisal como volcánico. Recientemente, se han caracterizado en detalle algunos de estos complejos debido a las mineralizaciones en HFSE y REE que presentan así como su comportamiento en función del nivel de emplazamiento. Sin embargo, aún no se conoce con precisión la distribución de elementos raros en ambientes subvolcánicos explosivos. Los complejos de Monte Verde y Bonga muestran mineralizaciones en las manifestaciones explosivas de modo que su estudio ha permitido describir y comprender la distribución de elementos raros en tales condiciones. De forma paralela, los resultados obtenidos en esta tesis han permitido entender la relación entre carbonatitas y lamprófidos ultramáficos en el complejo de Bonga, asociación que hasta ahora ha sido descrita en escasos complejos.

El complejo de Bonga presenta cuerpos intrusivos mixtos de composición carbonatítica – lamprofíricos. Éstos fueron formados en estadios de cristalización tardíos por fenómenos de magma mingling como resultado de una intrusión de magma aillikítico y alnöítico dentro de una cámara magmática con magma carbonatítico residente. Esta mezcla de magmas dio lugar a estadios explosivos que no concentran especialmente elementos raros como HFSE y REE. De forma similar, las brechas subvolcánicas estudiadas en el complejo de Monte Verde contienen cantidades secundarias de estos elementos. En ambos complejos se concentran en cantidades traza de pirocloro empobrecido en F.

El estudio de la distribución de elementos raros y la evolución de la carbonatita de Bonga se ha realizado mediante la caracterización de la geoquímica del pirocloro. Se ha determinado pirocloro primario de Na y F en los diques anulares alrededor de la intrusión que indica una composición rica en álcalis en el magma carbonatítico. El contenido en Na y F disminuye debido a la progresión de la fenitización. Los estadios posteriores más tardíos que dan lugar a rocas de magnetita-apatito, al cuerpo calciocarbonatítico central y a la matriz carbonatítica, presentan pirocloro pobre en F con una proporción de Na inferior. Los mayores enriquecimientos de elementos raros HFSE y REE se registran en los pirocloros secundarios formados en procesos hidrotermales muy tardíos y que están asociados a la invasión de la carbonatita por fluidos procedentes de las rocas encajantes. En estos estadios es donde se concentran carbonatos y fosfatos de REE.

En consecuencia, el potencial metalogenético de las rocas de Bonga en ambientes explosivos no es destacable. Sin embargo, los elementos raros se suelen concentrar en estadios anteriores, en la formación de los diques anulares y rocas de magnetita – apatito.

El potencial en elementos raros en las brechas carbonatíticas subvolcánicas de Monte Verde es muy bajo. Tampoco las rocas plutónicas alcalinas asociadas contienen cantidades de elementos raros importantes, como indica la escasez en carbonatos, fosfatos de REE así como en silicatos y óxidos agpaíticos (loparita, eudialita y sorosilicatos de Na-Ti-Zr). Éstos además presentan intervalos de agpaicidad bajos.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES SOBRE CARBONATITAS, AILLIKITAS Y LAMPRÓFIDOS ULTRAMÁFICOS

1.1.1 DEFINICIÓN DE CARBONATITA

Una carbonatita se define, según el sistema de clasificación de la IUGS, como una roca ígnea compuesta por más del 50 % modal de carbonato primario magmático y que contiene menos de un 20% en peso de SiO_2 (Le Maitre, 2002). A partir del mineral carbonatado dominante se pueden diferenciar cuatro variedades de carbonatitas, clasificación que no describe su génesis: carbonatitas calcíticas, también llamadas sövitas, carbonatitas dolomíticas o beforsitas, ferrocarbonatitas (compuestas por minerales carbonatados ricos en Fe) y natrocarbonatitas compuestas por carbonatos de Na, K o Ca.

Recientemente, Mitchell (2005) apuntó que esta definición puede englobar desde rocas plutónicas hasta vetas hidrotermales ricas en carbonato y redefinió el concepto de carbonatita debido a las limitaciones que la clasificación de la IUGS presenta. Las carbonatitas, en sentido amplio, son definidas como rocas con un contenido en carbonato primario superior al 30% sin tener en cuenta el contenido en SiO_2 (Mitchell, 2005). La clasificación de la IUGS es inadecuada para rocas como kimberlitas, lamproitas, orangeitas y diversas rocas potásicas y plutónicas subsaturadas como lamprófidos ultramáficos (Mitchell, 2005), grupo que fue redefinido y clasificado por Tappe et al., (2005) y que se explica en el apartado 1.1.8.

1.1.2 CONTEXTO GEOTECTÓNICO Y DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LAS CARBONATITAS

La mayoría se localiza en áreas relativamente estables de intraplaca (figura 1.1.1) aunque algunas están cerca de límites de placa y pueden estar asociadas con una actividad orogénica o divergencia de placas (Woolley, 1989; Jones et al., 2013). Se localizan principalmente en domos litosféricos o se hallan relacionadas con lineamientos, o en ambos contextos.

La mayor parte de cuerpos carbonatíticos se localizan en África (figura 1.1.2a); gran parte de ellos quedan concentradas en el rift del este africano, estructura que abarca desde Kenia, Mozambique hasta Sudáfrica. Mayoritariamente están asociadas a fallas generadas por el inicio de rifts (Woolley, 1989), aunque también pueden producirse como respuesta a la formación de domos en la corteza (Woolley, 1989).

En el oeste del continente africano se han identificado numerosas carbonatitas situadas en Angola y Namibia, así como complejos alcalinos asociados. Se localizan en lineamientos de tendencia SW. Estos lineamientos sugieren una correlación con fallas transformantes del Atlántico Sur y con los complejos ígneos alcalinos de Brasil y Uruguay (Woolley, 1989).

Se concentran carbonatitas en la provincia de Chilwa al SW de Malawi y Mozambique en el cruce entre lineamientos y sistemas de fallas. Una mayor concentración se localiza en el SW de Tanzania, donde se juntan y cruzan dos ramas del rift del Este Africano.

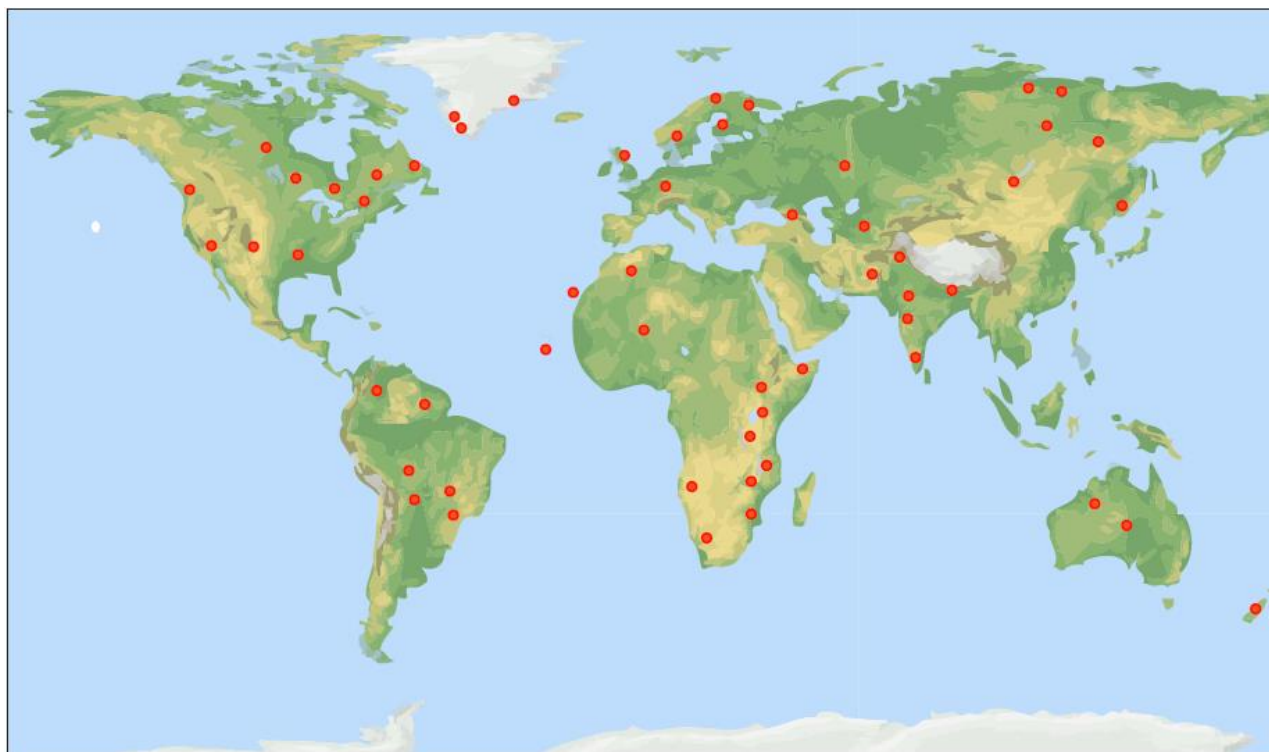


Figura 1.1.1: Distribución global de las carbonatitas. Se identifican 56 complejos distribuidos en todos los continentes, pero asociados principalmente a zonas de rifting continental (Jones et al., 2013).

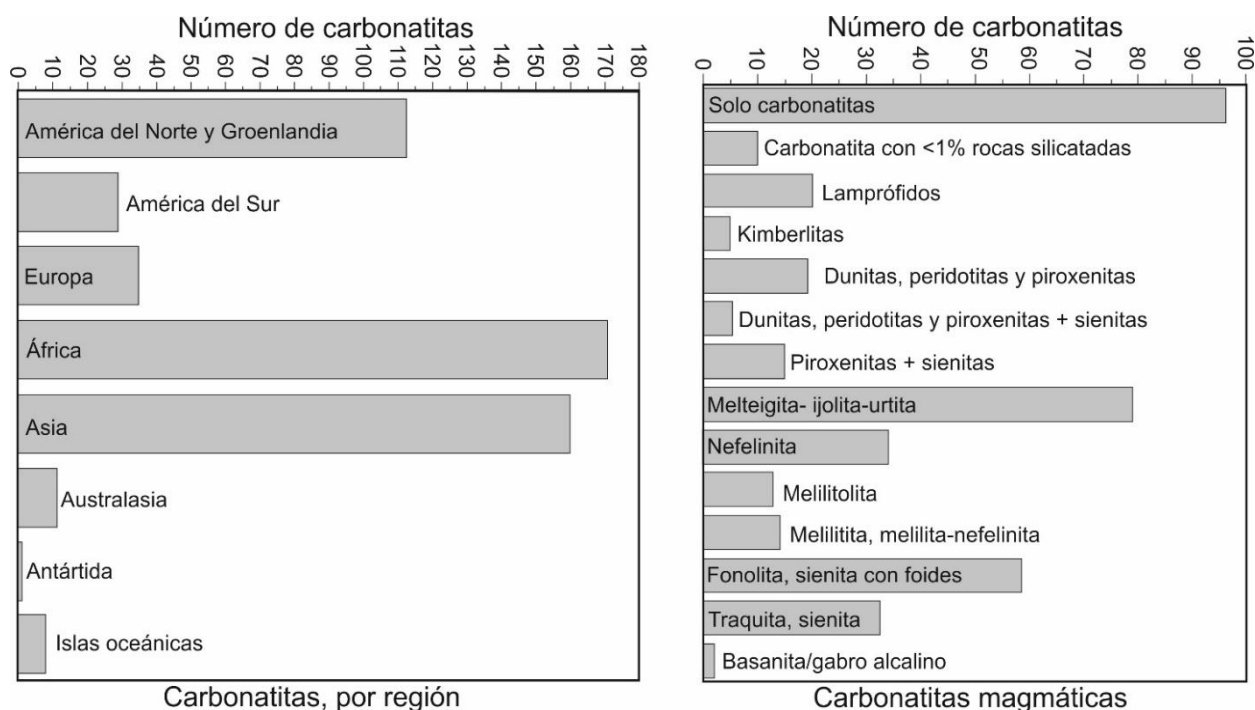


Figura 1.1.2: a) Distribución geográfica de las carbonatitas conocidas; b) asociación de carbonatitas con otras rocas silicatadas. Modificado de Woolley y Kjarsgaard (2008a).

Además, se han documentado carbonatitas en contextos oceánicos. Se han identificado en seis de las diez islas que conforman el archipiélago de Cabo Verde y en la isla de Fuerteventura, Canarias, en la parte norte y central del océano Atlántico (Doucelance et al., 2010). También se ha identificado

magma carbonatítico intersticial entre xenolitos de dunitas en las islas Kerguelen, en el sur del océano Índico (Moine et al., 2004b). En el caso de las carbonatitas oceánicas de Cabo Verde de composición calciocarbonatítica, se ha sugerido que los magmas parentales se formaron a partir de una pluma de litosfera oceánica carbonatítica y metasomatizada (Doucelance et al., 2010).

Respecto la distribución temporal de carbonatitas, las intrusiones más antiguas conocidas datan del Arcaico y se localizan en complejos de Phalaborwa en Sudáfrica, con edad estimada entre 2063 a 2013 Ma (Masaki et al., 2005) y en el de Siilinjärvi en Finlandia, con edad media de 2047 Ma (Puustinen, 1972). Aparentemente se observa una tendencia creciente de la actividad carbonatítica con el tiempo, aunque esté asociada episódica, temporal y espacialmente a los eventos orogénicos más importantes (Woolley, 1989). Las carbonatitas suelen formar provincias o clústeres que suelen presentar una periodicidad de la actividad carbonatítica con el tiempo. Por ejemplo, en el oeste de Groenlandia se han emplazado carbonatitas durante cuatro periodos en 2500 Ma, mientras que en el este de África carbonatitas del Proterozoico y Paleozoico se encuentran yuxtapuestas por carbonatitas cretácicas (Woolley, 1989).

Las carbonatitas de Angola, Zimbabue, Malawi y Tanzania presentan edades comprendidas entre 136 y 119 Ma y se consideran sincrónicas a la ruptura del continente Pangea (Woolley, 1989).

1.1.3 CLASIFICACIÓN Y ASOCIACIÓN DE CARBONATITAS CON OTRAS ROCAS SILICATADAS

Mitchell (2005) propone una clasificación mineralógica-genética para las carbonatitas dividiéndolas en dos categorías principales:

- *Carbonatitas magmáticas primarias*: comprende carbonatitas formadas por magmas derivados del manto asociadas a rocas de tipo nefelinitas, melilititas, aillikitas y kimberlitas. Sin embargo, también engloba en este grupo carbonatitas que no están asociadas a otras rocas ígneas.
- *Carbonatitas carbótermas* o carbohidrotermas (Woolley y Kjarsgaard, 2008): carbonatitas secundarias que precipitan a partir de un fluido carbonatado residual derivado del fraccionamiento de un magma carbonatado, de baja temperatura y con proporciones variables de H₂O y F. Pueden contener abundantes carbonatos de Sr-Ba y REE y barita (Mitchell, 2005). Están asociadas a otras rocas plutónicas aunque su paragénesis y mineralogía es muy distintiva.

Recientemente, el 90% de las 527 carbonatitas conocidas, de las cuales 46 son extrusivas (Woolley y Kjarsgaard, 2008a) se han clasificado en 14 grupos en base a su asociación con rocas silicatadas y en los dos subgrupos de Mitchell (2005): carbonatitas magmáticas o carbótermas (tabla 1.1.1):

- a) Carbonatitas desvinculadas de rocas ígneas silicatadas asociadas: Se trata de 96 localidades en las cuales los cuerpos carbonatíticos no se encuentran asociados a ningún tipo de rocas silicatadas.
- b) Carbonatitas con una proporción <1% de rocas silicatadas, principalmente diques, filones, y diatremas de lamprófidos que cortan la carbonatita.
- c) Carbonatitas asociadas a diques de lamprófidos ultramáficos, como aillikitas o alnöitas, con menor proporción de damtjernitas y monchiquitas. El cuerpo carbonatítico forma diques, sills o pequeños domos; raramente presenta unidades extrusivas.
- d) Carbonatitas con kimberlitas asociadas.
- e) Carbonatitas asociadas con dunitas o peridotitas o piroxenitas (o con dos o con las tres) y sus equivalentes metasomáticos (anfíbolitas, glimmeritas): gran parte de las 24 carbonatitas de este grupo forman cuerpos de dimensiones quilométricas y están relacionadas con foscoritas. Pueden

ser depósitos importantes de Nb, fosfatos, vermiculitas o Cu. Estas rocas ultramáficas se interpretan como cumulos de otros magmas.

- f) Carbonatitas asociadas con dunitas o peridotitas o piroxenitas, sus equivalentes metasomáticos (anfibolititas, glimmeritas) y sienitas
- g) Carbonatitas asociadas exclusivamente con piroxenitas (o anfibolititas, glimmeritas) y sienitas: las carbonatitas de esta asociación forman pequeños domos, diques, sills o diatremas. Además son habituales cuerpos de foscoritas y nelsonitas con mineralizaciones de vermiculita, como en los dos grupos anteriores.
- h) Carbonatitas asociadas con melteigitas, ijolitas o urtitas, y cualquiera de las rocas e, f, g anteriormente mencionados: se trata de una de las clásicas asociaciones de carbonatitas y rocas alcalinas, representando más del 20% entre los afloramientos conocidos en relación al total de carbonatitas. El tipo de roca predominante es la ijolita, pero puede haber melteigitas y urtitas en abundantes complejos. Estas rocas constituyen el equivalente intrusivo de nefelinitas y melanefelinitas, aunque el distinto fraccionamiento da lugar a diferencias en composición y mineralogía. En la mayoría de estos complejos aparecen cuerpos ultramáficos, como piroxenitas o dunitas, que se interpretan como cumulos. El 84% de manifestaciones tienen sienitas nefelínicas o sienitas, juntamente con las rocas de la serie melteigita-ijolita-urtita.
- i) Carbonatitas con melanefelinitas o nefelinitas y cualquiera de las rocas citadas en e, f, g, h: corresponde al equivalente extrusivo del grupo melteigita-ijolita-urtita. Parte de las carbonatitas de este grupo también incluyen el equivalente intrusivo.
- j) Carbonatitas con melilitolitas (rocas intrusivas ricas en melilita) y cualquiera de las rocas e, f, g, h, i: la mayoría de carbonatitas de esta asociación se encuentra en las provincias de Meimecha – Kotui y Kola en Rusia y contienen dunitas o piroxenitas, o ambas, así como rocas de la serie melteigita-ijolita-urtita. Parte de ellas contienen sienitas nefelínicas o sienitas, o ambas. Las foscoritas son comunes, siendo depósitos importantes de apatito, como es el caso de Tapira (Brasil) o Kovdor (Rusia).
- k) Carbonatitas con rocas extrusivas con melilita (melilititas, nefelinitas con melilita) y cualquiera de las rocas de los apartados e, f, g, h, i: melilititas y melilititas con nefelina corresponden al equivalente extrusivo de la serie melilitolita. 12 de las 14 manifestaciones conocidas, presentan carbonatitas extrusivas.
- l) Carbonatitas con sienitas ricas en feldespatoides (nefelina, cancrinita, leucita o sodalita), con fonolitas o tinguaitas, pero excluyendo las rocas de los apartados e hasta k: es la tercera variedad más común. Se trata de carbonatitas que están asociadas principalmente con fonolitas o sienitas con feldespatoides y no presentan rocas ultramáficas asociadas ni rocas de la serie melteigita-ijolita-urtita, así como tampoco rocas con melilita. Woolley y Kjarsgaard (2008a) sugiere que estas rocas proceden de magmas de distinta procedencia. 43 de las localidades contienen sienitas o cuarzo-sienitas. La forma de las intrusiones carbonatíticas es muy variable y su composición es principalmente de tipo carbonatita calcítica, mientras que las dolomíticas tienden a ser menos comunes.
- m) Carbonatitas con basanitas (o tefritas) o gabros alcalinos (esexitas) excluyendo las rocas de los apartados e hasta l: aunque no sea una variedad tan abundante como la anterior (fonolitas y sienitas con feldespatoides), las rocas alcalinas silicatadas de tipo traquita – sienita con las variedades ricas en cuarzo son el cuarto grupo más abundante. No contienen rocas ultramáficas, melteigitas – ijolitas, nefelinitas, sienitas nefelínicas ni rocas con melilita. Dentro de esta asociación hay una variación importante en el tamaño del cuerpo carbonatítico, pero la mayoría presentan dimensiones desde centenares de metros hasta 2 km de diámetro. La asociación con sienitas y traquitas presenta una petrogénesis muy diversa.

- n) Carbonatitas con basanitas o tefritas o gabros alcalinos (esexitas) pero no las rocas de los apartados e hasta m: sólo se conocen tres manifestaciones de rocas basálticas asociadas a carbonatitas. Sin embargo, hay numerosos ejemplos, como basanitas, tefritas o gabros alcalinos (esexitas, teralitas), comúnmente asociadas con rocas ultramáficas y sienitas, pero raramente con melteigitas – ijolitas o sienitas con feldespatoides. Se reconocen carbonatitas extrusivas en estas localidades.

Tabla 1.1.1: carbonatitas y rocas silicatadas asociadas (Woolley & Kjarsgaard 2008a).

Asociación	Total	Magmáticas	Carbotermales
a. Sólo carbonatitas	116	96	20
b. Carbonatitas con <1% de rocas silicatadas (diques lamprófidos)	10	10	---
c. Diques de lamprófidos (aillikitas, alnöitas)	22	20	2
d. Kimberlitas	5	5	---
e. Rocas ultramáficas con olivino-piroxeno (con anfíbolita, glimmeritas)	21	19	2
f. Rocas ultramáficas con olivino-piroxeno + sienitas	9	5	4
g. Piroxenitas + sienitas	23	15	8
h. Melteigitas – ijolitas – urtitas (\pm rocas ultramáficas + sienitas)	87	79	8
i. Nefelinitas extrusivas (\pm melteigitas-ijolitas-urtitas)	38	34	4
j. Melilitolitas	16	13	3
k. Melilititas, nefelinitas con melilita extrusivas (\pm melilitolitas)	14	14	0
l. Fonolitas, sienitas con feldespatoides	68	58	10
m. Traquitas, cuarzo-traquitas, sienitas, cuarzo-sienitas	43	32	2
n. Basanitas, tefritas o gabros alcalinos, esexitas	5	3	2

En referencia a carbonatitas extrusivas, sólo se han descrito 46 de las 527 conocidas, siendo 38 de ellas carbonatitas calcíticas (Woolley y Kjarsgaard, 2008a), 7 carbonatitas dolomíticas y sólo 1 carbonatita corresponde a una natrocarbonatita, localizada en el complejo volcánico del Oldoinyo Lengai, en Tanzania (Woolley y Church, 2005). La mayoría de localidades presenta rocas alcalinas silicatadas extrusivas, aunque una pequeña proporción no presenta rocas silicatadas de ningún tipo. Entre las carbonatitas extrusivas no se ha identificado asociaciones con rocas plutónicas ultramáficas, rocas de la serie melteigita-ijolitas-urtitas ni tampoco con kimberlitas (Woolley y Kjarsgaard, 2008a).

Las carbonatitas carbotermales están mayoritariamente asociadas a sienitas, cuarzo-sienitas, sienitas con foides o, más raramente, con gabros alcalinos o piroxenitas. En 12 de las localidades no hay rocas silicatadas asociadas y sólo se identifican cuerpos carbonatíticos, que se interpretan como carbotermales (Woolley y Kjarsgaard, 2008a). A este grupo pertenece según algunos autores el gran depósito de Fe-Nb-REE de Bayan Obo entre Mongolia y China, que contiene las mayores reservas de elementos de tierras raras del mundo. El depósito está encajado en mármol dolomítico y consiste principalmente en monazita y bastnäsita enriquecidas en LREE, con aeschynita y pirocloro (Smith et al., 2014). El depósito experimentó diferentes estadios de deformación, metamorfismo y metasomatismo durante la subducción caledoniana durante el Paleozoico inferior entre la placa de Mongolia y el cratón del Norte de China (Smith et al., 2014).

1.1.4 PETROGÉNESIS DE CARBONATITAS Y ROCAS SILICATADAS ASOCIADAS

La formación de carbonatitas y su relación con rocas silicatadas asociadas se describe en la figura 1.1.3. En ésta se muestra la relación entre las carbonatitas aisladas y los 7 grupos de carbonatita-rocas silicatadas. Las líneas verticales representan las ocho familias, cada una con un origen a una profundidad distinta en el manto. Todas estas rocas se generan en la litosfera metasomatizada, con excepción de la asociación con kimberlitas, que cristalizan a partir de magmas derivados de la astenosfera y que contienen material más antiguo reciclado (Woolley y Kjarsgaard, 2008a).

Las carbonatitas se ha propuesto que se generan o bien directamente a partir de fusión parcial del manto o por diferenciación de un magma silicatado a poca profundidad (figura 1.1.3). La existencia del primer grupo se confirma con la presencia de xenolitos y xenocristales del manto en varias carbonatitas extrusivas. Estas carbonatitas forman diatremas y se cree que podían transportar material denso del manto directamente a la superficie en un flujo turbulento energético. Además, el origen mantélico de estas carbonatitas se demuestra por la existencia de localidades con carbonatitas sin rocas ígneas silicatadas asociadas, excluyendo así un posible origen por diferenciación. Se sugiere que el magma carbonatítico se formó debido a un bajo grado de fusión parcial y a medida que éste aumentó se generaron magmas carbonatados-silicatados (Woolley y Kjarsgaard, 2008a).

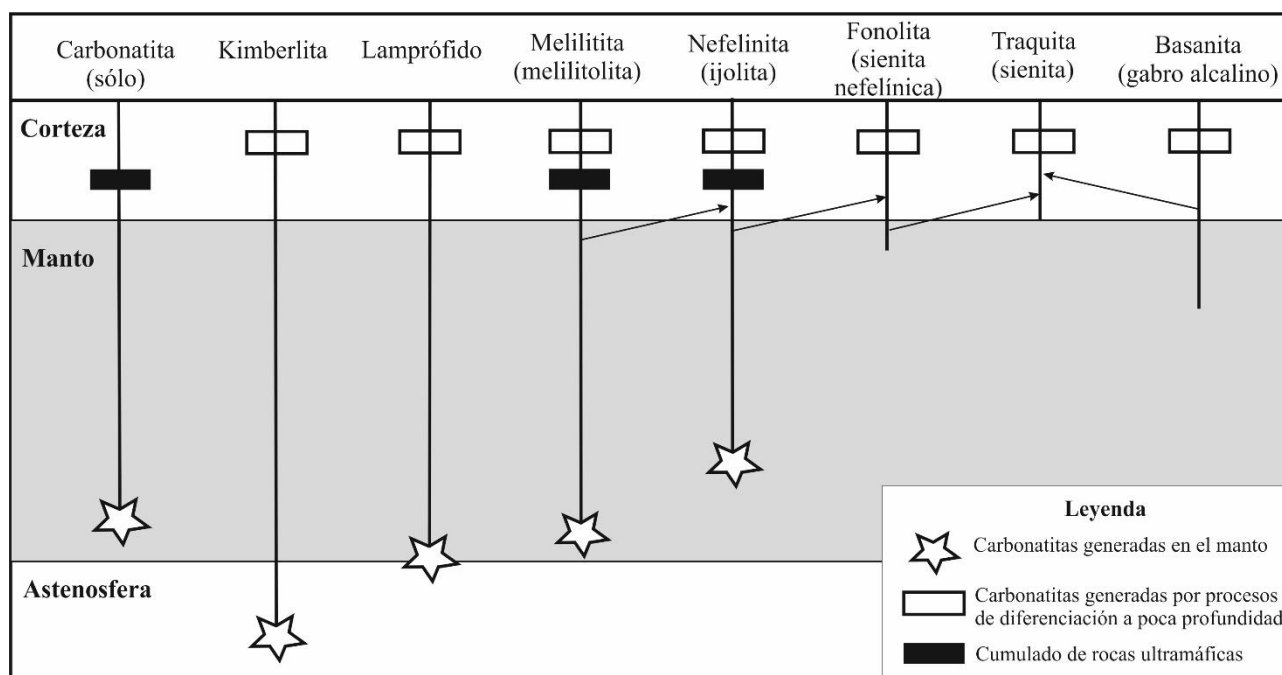


Figura 1.1.3: Diagrama esquemático de las asociaciones de carbonatita aisladas y de siete asociaciones de carbonatitas-rocas silicatadas alcalinas. El diagrama indica dos niveles en los que se generan carbonatitas y la formación de cumulos de rocas ultramáficas (Woolley y Kjarsgaard, 2008).

Las demás carbonatitas magmáticas, que son la mayoría, se asocian a rocas silicatadas. La formación de magmas carbonatíticos asociados a kimberlitas y lamprófidos se da por procesos de elevada diferenciación, por diferenciación de líquidos, filtración por presión o sedimentación gravitacional (Woolley y Kjarsgaard, 2008a). Sin embargo, la mayoría de carbonatitas magmáticas están en complejos intrusivos o volcánicos (las cinco familias restantes) y se podrían generar por diferenciación de un magma silicatado asociado a niveles altos de la litosfera o en la corteza inferior. Las rocas ultramáficas forman cumulos (dunitas, peridotitas, piroxenitas) y se dan en tres tipos de asociaciones: carbonatitas con melilititas (melilitolitas), con nefelinitas (ijolitas) y carbonatitas aisladas (Woolley y Kjarsgaard, 2008a).

Además, se pueden observar series de diferenciación entre magmas silicatados sin evidencias de un magma más primitivo (líneas negras finas diagonales, figura 1.1.3). Por ejemplo, algunas nefelinitas pueden representar o bien magmas primarios o bien productos diferenciados de melilititas o nefelinitas con melilita. De forma similar, algunas fonolitas pueden ser o bien magmas primarios o ser producto de nefelinitas.

Mitchell (2005) explica la formación de magma carbonatítico a partir de la fusión parcial de rocas ultramáficas de tipo lherzolita conteniendo una pequeña proporción de carbonato, que se supone

deben estar localizadas en el manto superior astenosférico. Sugiere que la formación de magma primario depende del grado de fusión parcial y la profundidad en que se produzca. Para explicar su formación se centra en los magmas formados en el clan nefelinita, grupo mayoritario de complejos conocidos formados por carbonatitas y rocas alcalinas intrusivas (melteigitas, ijolitas, urtitas, sienitas nefelínicas) y extrusivas (nefelinitas o fonolitas).

Fusión fraccionada por etapas con cristalización fraccionada

En el caso que carbonatitas y rocas silicatadas asociadas representen una secuencia primaria de fusión parcial de lherzolitas carbonatadas, la actividad de Si en el fundido aumenta cuando la fusión parcial aumenta, de manera que el magma inicialmente rico en carbonatos será posteriormente rico en silicatos. Así pues, se da la extracción de líquido carbonatítico seguido por un líquido silicatado segregado distinto, de composición nefelinítica (Mitchell, 2005). Si éste aún contiene carbonato, podría diferenciarse y dar lugar a una carbonatita residual y, finalmente, un residuo carbothermal. Así, se distinguirían dos tipos de carbonatitas, que pueden denominarse primarias y secundarias residuales. Además, la formación del líquido silicatado sigue a la intrusión de carbonatitas, formando rocas silicatadas alcalinas y finalmente carbonatitas ricas en REE tardías o carbotermales.

Una segunda posibilidad implica el fin de la fusión parcial en el estadio inicial. En ese caso las carbonatitas y silicocarbonatitas se emplazarían sin presentar la asociación con rocas del clan nefelinita. Las silicocarbonatitas sí que podrían diferenciarse en residuos ricos en carbonatos y REE. Una tercera posibilidad se daría si todo el carbonato se hubiese extraído de la fuente durante la fusión. El magma generado tendría un contenido de carbonato insuficiente para generar carbonatitas. En ese caso, se podría producir un volcanismo de composición nefelinítica, con o sin carbonatitas primarias, pero sin carbonatitas carbotermales de etapas tardías (Mitchell, 2005).

Fusión por etapas, immiscibilidad de líquidos y cristalización fraccionada

Los magmas carbonatíticos pueden representar fracciones inmiscibles que coexisten con otra fracción silicatada, carbonatada por definición. Esta fracción podría tener potencial para diferenciarse por cristalización fraccionada dando lugar a otro fundido rico en carbonato. En este caso, se formarían dos tipos de carbonatitas a partir del mismo magma parental (Mitchell, 2005). Estas carbonatitas tendrían composición y mineralogía distinta debido a los diferentes coeficientes de partición de los elementos entre las fracciones silicatada y carbonatada. La immiscibilidad puede tener lugar en las partes superiores del manto litosférico o en la corteza (Brooker, 1998).

Mitchell (2005) propone cuatro variedades de carbonatitas que podrían originarse por un magma del clan nefelinita. De la misma forma, se pueden producir cuatro tipos de carbonatitas distintas a partir del clan melilita, además de las formadas relacionadas con kimberlitas y las natrocarbonatitas. Cada grupo de carbonatitas tendrá características composicionales, mineralógicas e isotópicas.

1.1.5 FORMACIÓN DE COMPLEJOS ANULARES

Recientemente Andersson et al. (2013) ha propuesto un modelo petrogenético que explica la formación de los complejos carbonatíticos anulares, en las que aparecen procesos intrusivos y extrusivos relacionados. Algunos de los complejos alcalino-carbonatíticos más estudiados y relevantes como Alnö (Suecia) presentan esta estructura y su formación no era del todo conocida. Alnö representa el mayor complejo anular que se conoce, compuesto por carbonatitas extrusivas e intrusivas, rocas alcalinas (ijolitas, sienitas nefelínicas y piroxenitas) con carbonatitas y diques de

silicocarbonatitas de morfología semicircular. Fue originado debido a la erupción de magma de baja viscosidad asociado al colapso de la cámara magmática donde se acumuló (Andersson et al., 2013).

En un estadio inicial (figura 1.1.4.a), un magma silicatado alcalino enriquecido en carbonato ascendió por zonas de mayor debilidad de la roca encajante y se acumuló en una cámara magmática (Andersson et al., 2013). La extensión de la cámara causó un domo superficial creando diques radiales y fracturas a su alrededor. El emplazamiento de magma fue asociado a una intensa fenitización de la roca encajante la intrusión inicial de rocas como ijolitas, sienitas nefelínicas y piroxenitas (figura 1.1.4.b). En el siguiente estadio, debido a procesos de immiscibilidad entre líquidos silicatados y carbonatíticos o por cristalización fraccionada, se separó una fracción de composición carbonatítica del magma alcalino primario y se formaron una primera generación de carbonatitas y alnöitas (Andersson et al., 2013). La progresiva intrusión de diques y fracturas causó la disminución de la presión de la cámara y posterior subsidencia (figura 1.1.4.c). En una cuarta y última etapa, se formaron diques concéntricos anulares como respuesta al avance de la subsidencia. Esto causó la migración de los bordes de la cámara hacia la superficie. Finalmente, los diques de carbonatitas intruyeron fallas normales e inversas en la periferia de la caldera, dando lugar a la erupción de carbonatitas (figura 1.1.4.d).

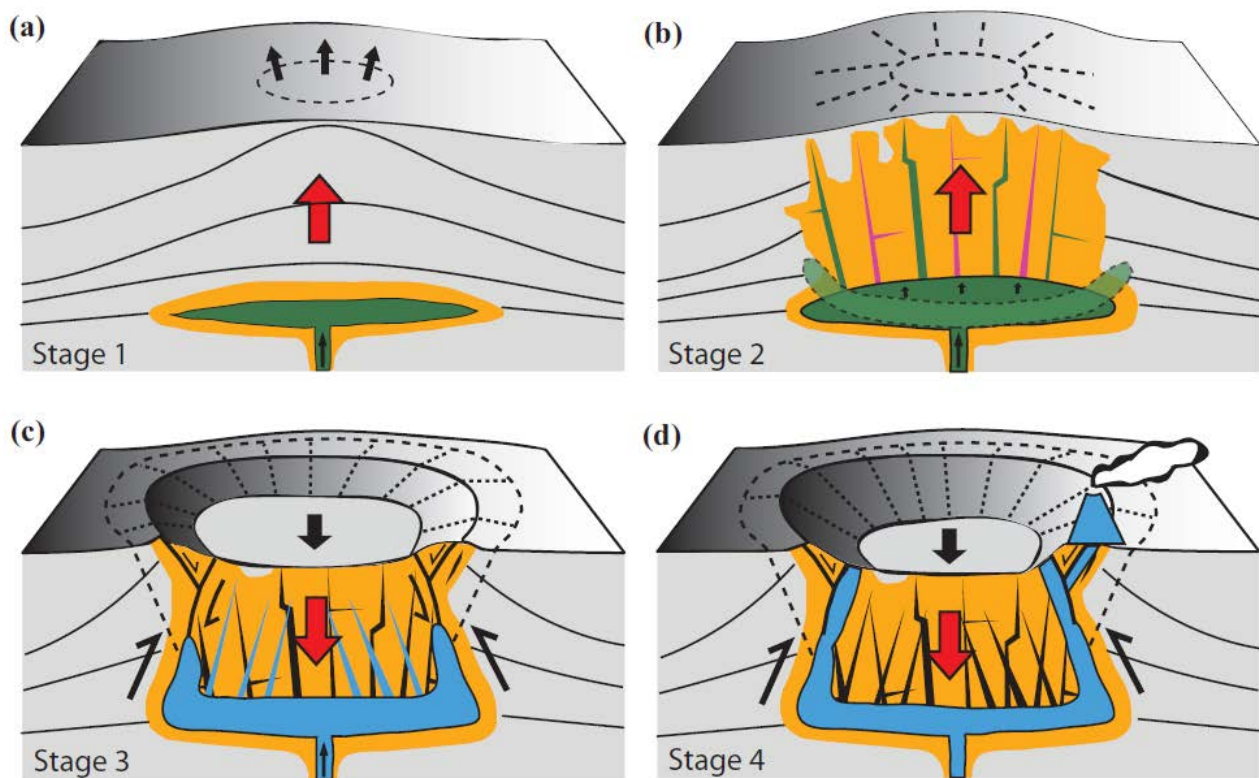


Figura 1.1.4: Diferentes etapas descritas por Andersson et al. (2013) ilustrando la formación de los complejos carbonatíticos anulares asociados al colapso de una cámara magmática. El color verde representa una cámara formada por un magma silicatado con proporción de carbonato, mientras que en azul se ha formado un magma carbonatítico separado del magma de composición silicatado.

1.1.6 MINERALOGÍA DE LAS CARBONATITAS

Las carbonatitas tienen una mineralogía muy variada, con más de 280 minerales identificados según Hogarth (1989). Presentan una composición dominada por carbonatos, fosfatos, silicatos (como

olivino, flogopita, diópsido, nefelina, anfíboles o andradita con zircón y titanita accesorios) y óxidos (mayoritariamente magnetita, pirocloro, perovskita, ferrocolumbita con menor ilmenita, rutilo, baddeleyita, zirconolita y calzirtita) (Chakhmouradian et al., 2016). Las fases minerales tienen un origen magmático, hidrotermal y supergénico.

Carbonatos

Los carbonatos son los minerales más abundantes en las carbonatitas intrusivas, las cuales corresponden a más del 90% de las carbonatitas conocidas. Estas fases representan entre el 50 y el 90% respecto al total de la roca (Le Maitre, 2002). Aproximadamente el 60% de carbonatitas están formadas predominantemente de calcita, mientras que el 40% contienen minerales de la serie dolomita – ankerita, con una proporción de FeO en el carbonato que oscila entre 0 y 23%. La ankerita sensu stricto parece estar restringida a paragénesis post-magmáticas tardías (Chakhmouradian et al., 2016). También se han identificado otras fases más escasas, como el aragonito, fase de alta presión polimorfo de calcita, que se encuentra en sólo una localidad, en Hajnacka (Eslovaquia) juntamente con calcita (Hurai et al., 2013).

Otros carbonatos localmente abundantes en las carbonatitas son los siguientes: fases de la serie magnesita – siderita – rodocrosita ($(\text{Mg,Fe,Mn})\text{CO}_3$), kutnohorita ($(\text{Ca,Mn,Fe})(\text{CO}_3)_2$), fluorocarbonatos de LREE y burbankita ($(\text{Na,Ca})_3(\text{Sr,Ca,Ba,REE})_3(\text{CO}_3)_5$), estroncianita (SrCO_3) y baritocalcita ($\text{CaBa}(\text{CO}_3)_2$) (Chakhmouradian et al., 2016).

Apatito

El apatito es un mineral característico en las carbonatitas y representa entre un 2 y 5% del volumen total de estas rocas (Hogarth, 1989). Generalmente cristaliza a lo largo del fraccionamiento de la carbonatita, desde estadios magmáticos iniciales hasta estadios hidrotermales más tardíos (Hogarth, 1989). Puede formar cuerpos o bandas en las carbonatitas y es también un componente mayoritario de foscoritas, juntamente con magnetita (Bühn et al., 2001).

El apatito en algunas carbonatitas contiene la mayoría de elementos de las tierras raras, parte del F en estadios iniciales e intermedios de la formación de la carbonatita y Sr en estadios tardíos. La fase más común es rica en flúor (fluorapatito; $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$) y suele presentar abundantes sustituciones iónicas. Los dos mecanismos principales son los siguientes (Hogarth, 1989):

- Sustitución de fluorapatito a belovita ($\text{NaCeSr}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$): $2\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Na}^{+} + \text{REE}^{3+}$
- Sustitución de fluorapatito a britholita ($(\text{REE,Ca})_5((\text{Si,P})\text{O}_4)_3$): $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} \rightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$

El apatito presenta una fuerte afinidad por los elementos del grupo de las tierras raras, llegando a presentar una concentración total que puede alcanzar el 1% en peso o superior (Broom-Fendley et al., 2016). La composición de REE en los apatitos de carbonatitas puede estar relacionada con diferentes estadios de diferenciación. Los apatitos más tempranos tienen un contenido bajo en REE, mientras que puede aumentar en carbonatitas más evolucionadas (Bühn et al., 2001). Así pues, su estudio puede tener un papel importante para la conocer la distribución de las REE y la evolución de la carbonatita como depósito de REE. Los cambios en la química del apatito serán útiles como trazadores de procesos geoquímicos en carbonatitas y rocas silicatadas asociadas (Broom-Fendley et al., 2016).

El apatito formado en estadios tardíos del emplazamiento de la carbonatita es de especial interés debido a su propensión en contener HREE (elementos comprendidos entre el europio y el lutecio) (Wall, 2014). Este tipo de apatito es poco común, pero ha sido descrito en complejos carbonatíticos de Malawi, Uganda o Brasil.

Magnetita e ilmenita

En carbonatitas, así como en foscoritas o rocas silicatadas asociadas, magnetita e ilmenita representan minerales accesorios que cristalizan a lo largo de las diferentes etapas de formación de los complejos. Su elevada capacidad para sustituciones catiónicas, involucrando elementos mayoritarios y traza, hace estas fases sensibles a la cantidad de elementos traza del magma carbonatítico, cambios en los parámetros físico-químicos durante el crecimiento de magnetita y a los procesos subsolidus en la roca encajante (Reguir et al., 2008). Por lo tanto, el estudio composicional de las generaciones de magnetita e ilmenita será un indicador importante de la evolución geoquímica de los complejos carbonatíticos-foscoríticos-silicatados en los que se forman (Brod et al., 2005; Lee et al., 2005; Reguir et al., 2008). Recientemente, se ha estudiado la evolución de estos óxidos en complejos carbonatítico – foscoríticos, como Sarfartoq, en Groenlandia (Secher Larsen, 1980), Tapira (Brod et al., 2005) y Jacupiranga (Gaspar & Wyllie, 1983) ambos en Brasil, o Sokli, en Finlandia (Lee et al., 2005).

La magnetita forma cristales euédricos o agregados irregulares y suele cristalizar en los diferentes estadios de formación de la carbonatita. La composición de magnetita está cerca de la fórmula $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$, aunque puede contener una proporción inferior al 2% en peso de TiO_2 así como menos del 1% en peso de Al_2O_3 , MgO y MnO (Lee et al., 2005). Las variaciones de Al pueden ser sensibles a los cambios en cationes trivalentes, como V, que como Mn, dependerán de la $f\text{O}_2$ en el magma. Los cristales de magnetita pueden contener bordes finos y discontinuos que implican un reequilibrio de magnetita con el magma carbonatítico e involucrando una reabsorción del cristal con un enriquecimiento del borde en Mg, Al, Mn, Zr y Nb y disminución de Fe y Ti (Reguir et al., 2008).

Respecto a la ilmenita, forma gránulos intercrecidos o bien exsoluciones entre magnetita primaria, aunque también cristales individuales. Estos últimos se ven formados después de magnetita primaria y silicatos. Presenta una amplia variabilidad composicional, desde composiciones enriquecidas en MgO y MnO a casi FeTiO_3 (Lee et al., 2005).

En lo que atañe a la evolución composicional de estos minerales en los complejos carbonatíticos – foscoríticos, Lee et al. (2005) describe la evolución de la magnetita hacia un aumento de la relación $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ y una disminución del contenido en TiO_2 , Al_2O_3 y MnO desde los estadios iniciales a los finales. En el caso de la ilmenita, se ha observado una evolución desde fases muy ricas en Mg y Mn formadas en estadios iniciales hacia composiciones tardías ricas en Fe^{2+} . También se observa la sustitución de Ti por Nb con la evolución de la carbonatita. En la carbonatita de Sokli, destaca un enriquecimiento en MgO y MnO de hasta un 16 y 12% en peso respectivamente (Lee et al., 2005).

Micas y filosilicatos

Se trata de fases comunes en carbonatitas, así como en kimberlitas, apareciendo en forma de macrocristales o fenocristales. El mineral más común es la flogopita, que forma solución sólida con miembros ricos en Fe como annita, tetraferroflogopita o siderofilita. La composición de estos minerales puede cambiar debido a la variación de temperatura, presión y química del ambiente de cristalización, de modo que la caracterización de las micas es importante, ya que actúan como indicadores petrogenéticos y limitan el emplazamiento y posterior evolución del magma (Brod et al., 2001; Reguir et al., 2009).

La proporción de macrocristales de flogopita en carbonatitas calcíticas intrusivas puede variar entre 10 y 40% (Reguir et al., 2009). Forma cristales de subédricos a euédricos, de dimensiones hasta centimétricas y con alteración a clorita por los márgenes. Los cristales de mayor tamaño contienen inclusiones de las fases de cristalización temprana, como apatito y magnetita.

Respecto a su composición, cabe destacar que presentan un rango composicional variable de la proporción en Al y Mg y en la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, rango más variable que en el caso de flogopitas constituyentes de kimberlitas (Reguir et al., 2009). Los macrocristales de flogopita en carbonatitas siguen generalmente dos tendencias características: o bien evolucionan hacia annita, con aumento de Fe^{2+} respecto a Mg en la posición octaédrica, o bien hacia tetraferroflogopita, lo que implica un aumento de la relación $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al})$ en posición tetraédrica (Brod et al., 2001). Además, como característica, suelen contener una proporción elevada de Na que puede llegar hasta 0.40 apfu en

flogopitas de la carbonatita de Jacupiranga, Brasil (Gaspar & Willie, 1987). Respecto los elementos traza, suele presentar cantidades destacables de Mn, Nb, Sr, Sc, Zr, Cs y Ta con respecto a las flogopitas de kimberlitas. La proporción de Ba presenta un rango muy variable (Reguir et al., 2009).

Los macrocristales de flogopita en carbonatitas pueden estar zonados siguiendo patrones complejos (Reguir et al., 2009). Se han identificado dos variaciones principales de núcleo a borde del cristal: aumento de la cantidad de Ba y Al a constante Fe o aumento de Fe a proporción constante de Ba o disminuyendo ligeramente. El enriquecimiento en Fe puede estar relacionado con la disminución de Mg o Al, de modo que los dos mecanismos principales de sustitución son Mg por Fe^{2+} (serie flogopita – annita) y Al por Fe^{3+} (serie flogopita – tetraferroflogopita).

Las micas con contenido muy elevado en Fe presentes en algunas carbonatitas corresponden a composiciones evolucionadas. Las tendencias de evolución hacia annita y tetraferroflogopita se producen por un empobrecimiento progresivo del magma parental en Mg y Al debido a la cristalización temprana de forsterita, dióxido, magnetita y flogopita. Puede ser seguida por un fraccionamiento de Mg en dolomita o acompañada por un incremento de $f\text{O}_2$ en los últimos estadios de cristalización del magma (Reguir et al., 2009).

Piroxenos y anfíboles

Los silicatos ferromagnesianos son constituyentes abundantes en carbonatitas, llegando a alcanzar proporciones de 50% en peso en algunos cumulos (Reguir et al., 2012). El conocimiento de estos minerales es esencial para conocer la evolución del magma carbonatítico, entender los efectos del fraccionamiento cristalino y la incorporación de material encajante en el magma carbonatítico, así como acotar la distribución de Nb, Ta y REE en carbonatitas mineralizadas con potencial económico (Reguir et al., 2012).

En carbonatitas se identifican clinopiroxenos sódicos y cálcicos que cristalizan en estadios tempranos de la formación de la carbonatita. Típicamente dióxido y augita egrínica forman cristales desde equidimensionales a prismáticos elongados con maclas simples, de tono más oscuro a medida que aumenta Fe^{3+} . Los clinopiroxenos sódicos muestran mayor variación en la morfología y presentan cristales aciculares que pueden formar agregados radiales. Estos minerales frecuentemente son inestables en los sistemas carbonatíticos y son reemplazados por flogopita y/o anfíboles (Reguir et al., 2012).

Para distinguir las distintas generaciones de anfíboles (primarios o metasomáticos) se utilizan criterios texturales: los anfíboles producto de un metasomatismo presentan un hábito de acicular a fibroso, sin zonación y están espacialmente confinados al mineral que reemplazan (dióxido, olivino o monticellita; Reguir et al. 2012). Los anfíboles primarios, en cambio, cristalizan en asociación con silicatos primarios y presentan típicamente zonación y/o reemplazamiento por flogopita o clorita. Pueden estar como sobrecrecimientos de clinopiroxenos de cristalización más temprana. La flogopita puede cristalizar antes, simultáneamente o reemplazar este grupo de minerales. Los anfíboles primarios presentes en las carbonatitas varían desde tremolita (ricos en Ca, pobres en álcalis), anfíboles ricos en Al, Na y Mg (magnesio-hastingsita, hastingsita o pargasita) hasta composiciones sódico – cálcicas, sódicas y sódico – potásicas (ferro-katoforita, richterita, magnesio-riebeckita, ferro-nyböita y potasio-magnesio-arfvedsonita) (Reguir et al., 2012).

Los anfíboles formados en los estadios más iniciales de la cristalización de la carbonatita tienen una proporción elevada de Al_2O_3 , mientras que los que se desarrollan en estadios más avanzados están empobrecidos (Hogarth, 1989). Según Reguir et al. (2012), estas fases contienen niveles similares de HFSE (Ti, Zr y Hf) que los clinopiroxenos aunque pueden contener una mayor proporción de Sc y elementos incompatibles como Rb, Sr, Ba, Pb, REE, Y, Nb. Tanto clinopiroxenos como anfíboles en carbonatitas muestran patrones de zonación que pueden ser debidos a la cocrystalización de otras fases, como magnetita, fluorapatito, flogopita y pirocloro.

Pirocloro

Los minerales del grupo del pirocloro son las principales fases que concentran Nb y que precipitan a partir de un magma carbonatítico (Chakhmouradian & Williams, 2004). Este grupo de minerales son presentes en todos los tipos de carbonatitas y presentan proporciones muy variables de HFSE (Nb, Ti, Ta y Zr). La fórmula general es $A_{2-m}B_2X_{6-w}Y_{1-n} \cdot pH_2O$. A corresponde a la posición catiónica ocupada por cationes de coordinación 8, como Na, Ca, Ag, Mn, Sr, Ba, Fe^{2+} , Pb^{2+} , Sn^{2+} , Sb^{3+} , Bi^{3+} , Y, Ce y otras REE, Sc, U, Th, vacantes (\square) y finalmente H_2O . En la posición B el catión ocupante tiene una coordinación de 6 con elementos de elevado potencial iónico (HFSE) como Ta, Nb, Ti, Sb^{5+} y W, aunque también pueden entrar V^{5+} , Sn^{4+} , Zr, Hf, Fe^{3+} , Mg, Al y Si. X corresponde a O, OH y F. Y es típicamente un anión pero pueden ser vacantes, moléculas de H_2O así como OH-, F, O, vacantes, K, Cs, Rb. Los símbolos m, w y n en la fórmula general representan parámetros que indican la ocupación incompleta de las posiciones A, X e Y respectivamente, estando en cambio la posición B completamente ocupada (Atencio et al., 2010).

Hogarth (1977) diferenció tres subgrupos en base el catión mayoritario que forma la posición B: microlita ($Nb+Ta > 2Ti$; $Ta \geq Nb$), pirocloro ($Nb+Ta > 2Ti$; $Nb > Ta$) y betafita ($2Ti > Nb+Ta$). Es la clasificación que se utilizó durante muchos años para clasificar este grupo de minerales aprobada por la IMA; no obstante, posteriormente Atencio et al. (2010) presentó una clasificación más amplia del supergrupo del pirocloro en base los elementos que predominan en las posiciones A, B e Y y modificando la clasificación anterior adaptándola a las reglas del 50% de la IMA. El término extremo microlita se encuentra restringido a pegmatitas graníticas de elementos raros que presentan un fraccionamiento de moderado a alto mientras que la betafita forma parte de pegmatitas graníticas con una geoquímica más primitiva, aunque también de algunas carbonatitas. El pirocloro es un mineral común en carbonatitas y sienitas nefelínicas aunque también en pegmatitas graníticas. Se trata del término con una geoquímica más compleja (Lumpkin y Ewing, 1995), además de ser la mena principal de Nb y el mineral principalmente explotado en las carbonatitas (Mitchell, 2015).

El pirocloro es un mineral generalmente minoritario, con una abundancia que por lo común no alcanza el 5% en peso respecto el total. Está asociado a minerales como olivino, apatito, magnetita, zirconolita o perovskita rica en Nb; éstos son interpretados como acumulados ultramáficos. Esta asociación sugiere que algunos pirocloros cristalizan en estadios iniciales de un magma de composición silicatada-carbonatada (Mitchell, 2015). Se ha sugerido que el Nb es soluble en magmas carbonatíticos, cristalizando perovskita o pirocloro dependiendo de la relación OH/F en el fundido (Mitchell y Kjarsgaard, 2004). El magma tiene que presentar cierta proporción de F, de mínimo un 1% en peso, para estabilizar pirocloro como fase primaria (Jago y Gittins, 1993; Mitchell y Kjarsgaard, 2002).

El pirocloro primario (composición ideal de $NaCaNb_2O_6F$) suele presentar una alteración generalizada, dando otras generaciones más tardías producidas por reacción de la fase magmática con fluidos hidrotermales y supergénicos tardíos (Lumpkin y Ewing, 1995). Chakhmouradian y Williams (2004) describen un pirocloro compuesto por U y Ta que cristaliza en los estadios más iniciales de formación de la carbonatitas y también en foscoritas asociadas en los complejos carbonatíticos de Kola (Rusia). Presenta una proporción variable de Ca, Na, U, Th, Ba y vacantes en la posición A. El pirocloro con fórmula ideal $NaCaNb_2O_6F$ se forma alrededor del pirocloro rico en U y Ta, ambos generando una zonación oscilatoria. Las fases magmáticas suelen presentar un remplazamiento por lixiviación de Na en la posición A y F en la posición Y dando lugar a un pirocloro rico en Ca con un aumento en las vacantes en A (Lumpkin y Ewing, 1995). También suelen evolucionar hacia mayores contenidos en Ti, hacia el término betafita con proporciones de Ta constantes y bajas (Mitchell, 2015).

La alteración secundaria es muy abundante y consiste en la reducción de la proporción de Ca, pérdida completa de Na y F, aumento de Mn, Fe, REE y vacantes en posición A e incremento de H_2O

y vacantes en Y (Lumpkin y Ewing, 1995). El enriquecimiento en Ba y Sr debido a una alteración hidrotermal o supergénica suele ser muy común (Chakhmouradian y Williams, 2004). Este pirocloro tardío suele formar sobrecrecimientos o vetas irregulares en el pirocloro primario. En otros complejos carbonatíticos se identifican pirocloros secundarios ricos en otros elementos, como se observa en la carbonatita de Lueshe, en la República Democrática del Congo, característica por presentar pirocloro secundario con Pb, K y LREE en posición A (Nasraoui y Bilal, 2000). Durante la alteración secundaria de pirocloro se pueden generar minerales secundarios, como ferro-columbita, (Mitchell, 2015), rutilo o goethita rica en Nb. Estos minerales se encuentran reemplazando pirocloro alterado en la carbonatita de Tchivira, Angola, y son producidos por condiciones oxidantes supergénicas. Estos minerales indican la movilidad de Nb en fluidos oxidantes en ambientes carbonatíticos de baja temperatura (Melgarejo et al., 2012).

Minerales de Zr

Baddeleyita, calzirtita, zirconolita y zircón son las cuatro fases principales de Zr presentes en carbonatitas. Estas fases pueden contener aproximadamente 3% en peso de HfO_2 (Chakhmouradian y Williams, 2004). De forma mucho menor, se identifican zirconosilicatos restringidos en paragénesis hidrotermales o metasomáticas.

- a) **Baddeleyita:** Se trata de un mineral accesorio relativamente común en foscoritas y minoritario en las carbonatitas asociadas. En los complejos carbonatíticos – foscoríticos de la península de Kola, principalmente en Kovdor, se encuentra en cantidades económicas (Ivanyuk et al., 2016). Se trata de una de las fases principales de Zr, y está asociada a calzirtita, si bien ésta es más abundante en variedades de foscoritas ricas en calcita (Chakhmouradian y Williams, 2004). Forma cristales elongados prismáticos de hasta 1 mm de longitud. La baddeleyita puede ser reemplazada por calzirtita, zirconolita, pirocloro y zircón. Está frecuentemente intercrecida con pirocloro rico en U-Ta y asociada a zirconolita. (Chakhmouradian y Williams, 2004). Respecto a su composición, puede contener cierta proporción de Nb (hasta 1.5% Nb_2O_5) aunque en el complejo de Sokli se registran contenidos de hasta 6.6% en peso. Presenta una relación Nb/Ta variable y contenidos de Ta_2O_5 que alcanzan hasta 1.2% en peso en Kovdor y Sokli (Chakhmouradian y Williams, 2004). Los valores máximos de Hf en baddeleyita son de 4.8% en peso de Hf_2O con una relación Zr/Hf de hasta 17.
- b) **Zirconolita:** se encuentra en proporción variable con perovskita, magnetita, schorlomita y calcita en foscoritas con tetraferrihogopita y carbonatitas calcíticas o dolomíticas localizadas en la provincia de Kola, especialmente en el complejo de Kovdor (Williams, 1996). Forma cristales eúédricos frecuentemente sobrecreciendo calzirtita, baddeleyita, perovskita, pirocloro y más raramente zircón (Chakhmouradian y Williams, 2004). Los cristales de zirconolita son heterogéneos en composición y presentan una zonación sectorial u oscilatoria y alteración irregular (Chakhmouradian y Williams, 2004). En los complejos de Kola presenta una elevada cantidad de Nb y Fe con menor REE y Th, siendo la fase que concentra mayor Nb y Ta cuando baddeleyita, perovskita y pirocloro son escasos. En Kovdor, la zirconolita suele presentar una relación Nb/Ta más elevada y variable que pirocloro y baddeleyita, ambos minerales presentando un aumento de Nb/Ta desde núcleos ricos en Ta hasta bordes empobrecidos. Además, presenta una relación Th/U mayor que pirocloro (Williams, 1996). La secuencia de cristalización de los minerales de Zr en carbonatitas muestra que la zirconolita es posterior a silicatos, perovskita, magnetita, baddeleyita y calzirtita y las generaciones primarias de pirocloro y reemplaza baddeleyita y pirocloro (Williams, 1996). Se forma antes que carbonatos, titanita y pirocloro tardío.
- c) **Calzirtita:** es un mineral común en carbonatitas y foscoritas en los complejos de Kola (Rusia). Se encuentra asociado a otros óxidos de Zr y Ti como baddeleyita, zirconolita y perovskita. Las texturas que presentan estos minerales sugieren que el orden de cristalización es el siguiente: baddeleyita → calzirtita → zirconolita → zircón → zirconosilicatos (Chakhmouradian y Zaitsev, 2002). Generalmente presenta una composición cerca de la ideal

($\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$), aunque puede contener proporciones de Nb variables que alcanzan un 3% en peso de Nb_2O_5 en los complejos de Vuoriyarvi y Turiy Mys (Chakhmouradian y Williams, 2004).

- d) Zircón:** es común en rocas ultramáficas y alcalinas metasomatizadas en contacto con carbonatitas calcíticas y carbonatitas calcíticas – dolomíticas y foscoritas asociadas. Presenta cristales de morfología prismática, esqueléticos o cristales poiquilíticos (Chakhmouradian y Williams, 2004). Puede reemplazar o sobrecrecer baddeleyita, zirconolita o calzirtita, e incluso zirconosilicatos como catapleiita y gittinsita, en el complejo de Afrikanda (Chakhmouradian y Zaitsev, 2002). El zircón en carbonatitas de Kola y rocas asociadas presenta una composición bastante constante, con bajos contenidos de Hf (entre 0.5 y 1.7% HfO_2) y una relación Zr/Hf alta (entre 33 y 72 en el complejo de Vuoriyarvi, Chakhmouradian y Williams, 2004). Contiene cantidades minoritarias de Th, U, Fe, Ca, Ti, REE y Nb. En el complejo de Afrikanda se ha registrado una generación primaria de zircón con un 7.2% en peso de ThO_2 y una relación Th/U mayor a 1. En este complejo, las generaciones tardías de zircón tienen valores de Zr/Hf mayores, consistente con los patrones de zonación de los cristales (Chakhmouradian y Zaitsev, 2002).

1.1.7 DEFINICIÓN DE LAMPRÓFIDO ULTRAMÁFICO Y CLASIFICACIÓN

El término lamprófidio fue introducido por Von Gumbel (1874) para definir rocas de tonalidad oscura que formaban pequeñas intrusiones, compuestas por fenocristales de micas y anfíboles y sin feldespato. Rosenbusch (1877) utilizó el término y englobó rocas hipoabisales como minettes¹, kersantitas², camptonitas³ y vogesitas⁴ con spessartitas⁵, monchiquitas⁶ o alnöitas. Más recientemente Rock (1991) definió los lamprófidos como rocas ricas en H_2O y CO_2 , con una composición de sódica a potásica y de ultrabásicas a intermedias.

Frecuentemente exhiben una textura inequigranular característica que resulta de la presencia de macrocristales (en algunos casos megacristales) en una matriz de grano fino (Rock, 1991). Los macrocristales corresponden a cristales de ilmenita, Cr-titanita, piropo, forsterita, clinopiroxeno pobre en Cr, flogopita, enstatita, cromita pobre en Cr, kaersutita y feldespato potásico. La matriz está formada por olivino secundario, clinopiroxenos y anfíboles sódico-cálcicos o cálcicos, biotita-flogopita (rica en Ti y/o Ba), feldespato, feldespatoideos, melilita, ilmenita rica en Mn, perovskita, espinela, monticellita, apatito, carbonatos de Mg-Fe-Ca y clorita/serpentina. Es común que los minerales primarios se alteren a clorita y serpentina secundarias. Se observan estructuras globulares félsicas de morfología esférica formadas por carbonato, clorita, feldespato, feldespatoideos y zeolitas (Rock, 1991). Forman diques, sills, conductos volcánicos de dimensiones reducidas aunque pueden formar clústeres. Es común además la brechificación de la roca encajante.

¹ Minette: lamprófidio compuesto por fenocristales de flogopita-biotita con anfíbol ocasionalmente en una matriz con los mismos minerales además de ortosa y menos plagioclasa (Le Maitre, 2002).

² Kersantita: lamprófidio compuesto por fenocristales de biotita rica en Mg con o sin hornblenda, olivino o piroxeno en una matriz con estas fases además de plagioclasa y, ocasionalmente, feldespato potásico (Le Maitre, 2002).

³ Camptonita: lamprófidio compuesto por fenocristales de olivino, kaersutita, augita titánica, biotita rica en titanio en una matriz con los mismos minerales (excepto olivino) con plagioclasa, además de feldespato alcalino y feldespatoideos de forma minoritaria (Le Maitre, 2002).

⁴ Vogesita: Lamprófidio compuesto por anfíboles más abundantes que biotita y feldespatos alcalinos más abundantes que plagioclasa, con augita frecuente (Le Maitre, 2002).

⁵ Spessartita: lamprófidio con fenocristales de hornblenda con o sin biotita, olivino o piroxenos en una matriz con las mismas fases con plagioclasa y feldespato alcalino minoritario (Le Maitre, 2002).

⁶ Monchiquita: lamprófidio parecido a camptonita excepto que la matriz no contiene feldespato y está compuesta por la combinación de vidrio y feldespatoideos, sobretodo analcima (Le Maitre, 2002).

Estas rocas están asociadas a la extensión continental (Rock, 1986; Rock, 1991) y su estudio puede revelar información sobre la fusión en profundidad durante los primeros estadios de formación de un rifting continental; además, frecuentemente están asociadas a magmatismo carbonatítico (Tappe et al, 2006). De hecho, como se ha comentado en el apartado anterior, se han descrito hasta 20 complejos carbonatíticos asociados a lamprófidos ultramáficos (Woolley y Kjarsgaard (2008a).

La identificación de estas rocas es problemática y hasta la revisión de Tappe et al., (2005) no figuraban en la clasificación de la IUGS de Le Maitre (2002) por su complejidad y debido a similitudes mineralógicas con kimberlitas, orangeitas y lamproitas (Woolley et al., 1996). Tappe et al., (2005), determinó criterios composicionales y texturales para clasificar y caracterizar los distintos tipos de lamprófidos. Así, definió que se trata de rocas ultramáficas con un porcentaje de minerales máficos y relacionados superior al 90%, con textura inequigranular y macrocristales de olivino y flogopita. Además:

- i. Si no contienen carbonato primario, se pueden clasificar como lamproitas
- ii. Si contienen melilita, corresponden a alnöitas
- iii. Si contienen nefelina o feldespatos alcalinos representan damtjernitas
- iv. Si contienen carbonato y granates de tipo melanita/schorlomita o kimzeyita se describen como aillikitas

La mayoría de lamprófidos ultramáficos se identifican por la presencia de una matriz compuesta por melilita, nefelina, feldespatos alcalinos o granate rico en Ti o Zr. Sin embargo, se identifican rocas que contienen una proporción de carbonato pero que pueden corresponder tanto a aillikitas, como orangeitas (o kimberlitas tipo 2) o kimberlitas tipo 1. Para discriminarlas se precisa conocer previamente la composición de minerales diagnósticos tales como espinela, flogopita y clinopiroxeno (Tappe et al., 2005).

- a. Para clasificar la roca como aillikita:
 - i. la espinela debe seguir la tendencia de titanomagnetita (Mitchell, 1986), en la que $Ti/(Ti+Cr+Al)$ varía con un empobrecimiento del Mg#, además de cumplir que la relación $Cr/(Cr+Al)$ es inferior a 0.85.
 - ii. Las flogopitas ricas en Al y Ti evolucionan a tetraferroflogopita pobre en Al y Ti.
 - iii. El clinopiroxeno, si se encuentra, es rico en Al y Ti.
- b. Si la roca corresponde a una orangeita:
 - i. La espinela seguirá la misma tendencia de titanomagnetita, pero tendrá $Cr\# > 0.85$.
 - ii. La flogopita es rica en Ti y evoluciona a tetraferroflogopita pobre en Ti.
 - iii. El clinopiroxeno es pobre en Al y Ti, casi dióxido puro.
- c. Si la roca es una kimberlita:
 - i. La espinela sigue la tendencia de ulvöspinel rica en magnesio (Mitchell, 1986), con una variación de $Ti/(Ti+Cr+Al)$ a Mg# constante y alto, además de $Cr\# > 0.85$.
 - ii. La flogopita rica en Al evoluciona a kinoshitalita rica en Al y Ba.
 - iii. No se observa clinopiroxeno en la matriz.

1.1.8 RELACIÓN ENTRE LAMPRÓFIDOS ULTRAMÁFICOS Y CARBONATITAS ASOCIADAS

Aillikitas y carbonatitas en el complejo de Aillik Bay

En el complejo de Aillik Bay, en la costa de Labrador (noreste de Canadá), se identificó y caracterizó la variedad de lamprófido ultramáfico “aillikita” (Tappe, 2004; Tappe et al., 2005; Tappe

et al., 2006). Las aillikitas son lamprófidos ultramáficos que se caracterizan por presentar una textura inequigranular de macrocristales o fenocristales de olivino y flogopita diseminados en una matriz de grano fino con abundante carbonato, flogopita, espinelas, ilmenita, rutilo, perovskita, granate rico en Ti y apatito. Se han determinado aillikitas que exhiben texturas globulares cementadas en calcita primaria (Tappe et al., 2006).

Los diques de aillikitas en Aillik Bay están asociados a otros lamprófidos ultramáficos, como mela-aillikitas (con una matriz de clinopiroxeno y richterita a expensas de carbonato y con menor proporción de monticellita) y damtjernitas (que presenta feldespato potásico y nefelina en la matriz de forma minoritaria; Tappe et al., 2006). Relacionados con los lamprófidos ultramáficos, en este complejo se distinguen además dos tipos de carbonatitas. Por una parte, carbonatitas dolomíticas formadas por dolomita rica en Fe y sin silicatos máficos, mientras que las carbonatitas calcíticas – dolomíticas contienen calcita y dolomita rica en Fe con menor flogopita, olivino y clinopiroxeno y gradan lateralmente a aillikitas.

Tappe et al. (2006) sugiere que las carbonatitas representan un líquido separado que se desplazaba más rápidamente que el magma aillikítico debido a su baja viscosidad, abriendo fisuras y fracturas durante el emplazamiento de diques y filones. Mediante el estudio de la composición isotópica de C y O en carbonatos de aillikitas se ha demostrado que corresponden a carbonato primario procedente del manto, mientras que los carbonatos formadores de carbonatitas presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ más elevados y de $\delta^{18}\text{O}$ similares. El aumento de $\delta^{13}\text{C}$ estaría causado por la formación de un fluido rico en CO_2 enriquecido en ^{13}C que se separó de un magma aillikítico a partir de una descompresión a poca profundidad y elevada temperatura ($>600^\circ\text{C}$). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ similares indican que no se registran procesos post-magmáticos ni fluidos de origen hidrotermal afectando el complejo (Tappe et al., 2006). La segregación de líquido carbonatado podría haber formado un magma residual de composición mela-aillikítica con menos del 10% en peso de carbonato (Tappe et al., 2006).

La composición isotópica de Sr y Nd idéntica en aillikitas y carbonatitas sugiere que ambas rocas derivan de un magma parental común y que procede de la astenosfera (Tappe et al., 2006).

El modelo presentado por Tappe et al. (2006) explica la formación de un magma de composición lamprófido ultramáfico a partir de una extensión litosférica con ascenso de material astenosférico de elevada temperatura. La entrada de fundentes y volátiles dentro del manto en extensión produjo una disminución del solidus en la litosfera cratónica, generando pequeños volúmenes de fusión parcial. Durante su ascenso, esta fracción de fundido con características similares a fundidos carbonatíticos, formó filones formados por flogopita y carbonato con menor apatito, ilmenita y baddeleyita en el límite astenosfera-litosfera. La continua extensión de litosfera modificó este límite y reajustó la geoterma permitiendo la fusión repetida de los diques (Foley, 1992). Éstos se infiltraron en la peridotita encajante rica en granate causando una extensa fusión y formando un magma híbrido de tipo lamprófido ultramáfico rico en carbonato, o proto-aillikita.

Este modelo explica la composición de las aillikitas, el gran volumen de magma formado y la formación continua de este tipo de magmatismo durante un lapso de tiempo de hasta 35 Ma.

Aillikitas, otros lamprófidos y carbonatitas en otros complejos

Además de Aillik Bay, se han descrito otros complejos en donde se ha identificado lamprófidos ultramáficos y carbonatitas asociadas. Destaca el complejo de Delitzsch (este de Alemania) o de Batain Nappes (este de Omán).

El complejo de Delitzsch está formado por distintas generaciones de diques, filones y pequeñas intrusiones de lamprófidos ultramáficos (alnöitas y aillikitas) y carbonatitas (dolomíticas y calcíticas) que componen una secuencia intrusiva formada en varias etapas (Krüger et al., 2013). También se

identifican otros lamprófidos, como monchiquitas. El estudio de química mineral de flogopita en carbonatitas y lamprófidos de tipo alnöita (con matriz rica en melilita) demuestra que este mineral tiene un origen metasomático, con proporciones elevadas de TiO_2 y Cr_2O_3 , descartando además su posible cristalización de un magma carbonatítico. Las flogopitas de carbonatitas corresponden a xenocristales procedentes de la misma fuente de tipo lamprófido. La composición isotópica de Sr similar en ambos tipos de flogopita indica una evolución cogenética en magmas lamprofiricos y carbonatados y que, en particular, la flogopita de ambas rocas deriva de la misma fuente.

El complejo de Batain Nappes, en el este de Omán, corresponde a una diatrema de rocas piroclásticas de composición heterogénea formada por carbonatitas y aillikitas (Nasir et al., 2011). Ambas rocas están compuestas por olivino alterado, flogopita rica en Ti-Al y espinelas de Cr-Al con abundante carbonato en la matriz y menor apatito y rutilo. Las carbonatitas conforman brechas con abundantes xenolitos de carbonatita, glimmeritas y rocas encajantes de la corteza. Las aillikitas consisten en lapilli peletal con autólitos de grano fino y xenolitos similares a los que se observan en las brechas carbonatíticas. Las aillikitas, carbonatitas y xenolitos y autólitos de carbonatita tienen una composición similar respecto los elementos mayoritarios y trazas, además de tener una composición isotópica de Sr, Nd y Pb variable y parecida, indicativa de que ambas rocas proceden de un magma común de características isotópicas variables (Nasir et al., 2011). La signatura isotópica que presentan las rocas de Asseelah se puede explicar por el modelo de Foley (1992), de forma similar al complejo de Aillik Bay. La formación de magmatismo que produjo aillikitas y carbonatitas está relacionado a una fracturación de la peridotita y posterior formación de filones compuestos por flogopita, carbonato y apatito. Este evento probablemente estuvo relacionado a la fracturación de Gondwana durante y/o después del rift que originó la apertura del océano Índico (Nasir et al., 2011).

1.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS COMPLEJOS CARBONATÍTICOS DE ANGOLA

1.2.1. INTRODUCCIÓN

Los primeros datos sobre las carbonatitas de Angola se recogen en los trabajos monográficos de Lapido – Loureiro (1968, 1973) en los que aportó una primera cartografía y descripción de hasta 35 complejos alcalino – carbonatíticos del país. En años posteriores se han realizados escasos trabajos sobre estos mismos complejos (fig.1.2.1). En ellos se detallan aspectos sobre la mineralogía y química mineral de las carbonatitas, además de datos geoquímicos y algunas dataciones de las carbonatitas o más comúnmente de las rocas asociadas espacialmente con las mismas (Issa Filho et al., 1991; Coltorti et al., 1993; Alberti et al., 1999).

Más recientemente, algunos de los complejos de mayor importancia han sido estudiados en el marco de diversas tesis doctorales. Estas tesis se han centrado en el complejo plutónico de Tchivira y en el hipoabisal de Bonga (Bambi, 2015) y en la carbonatitas extrusivas de Catanda (Bambi, 2015; Campeny 2015).

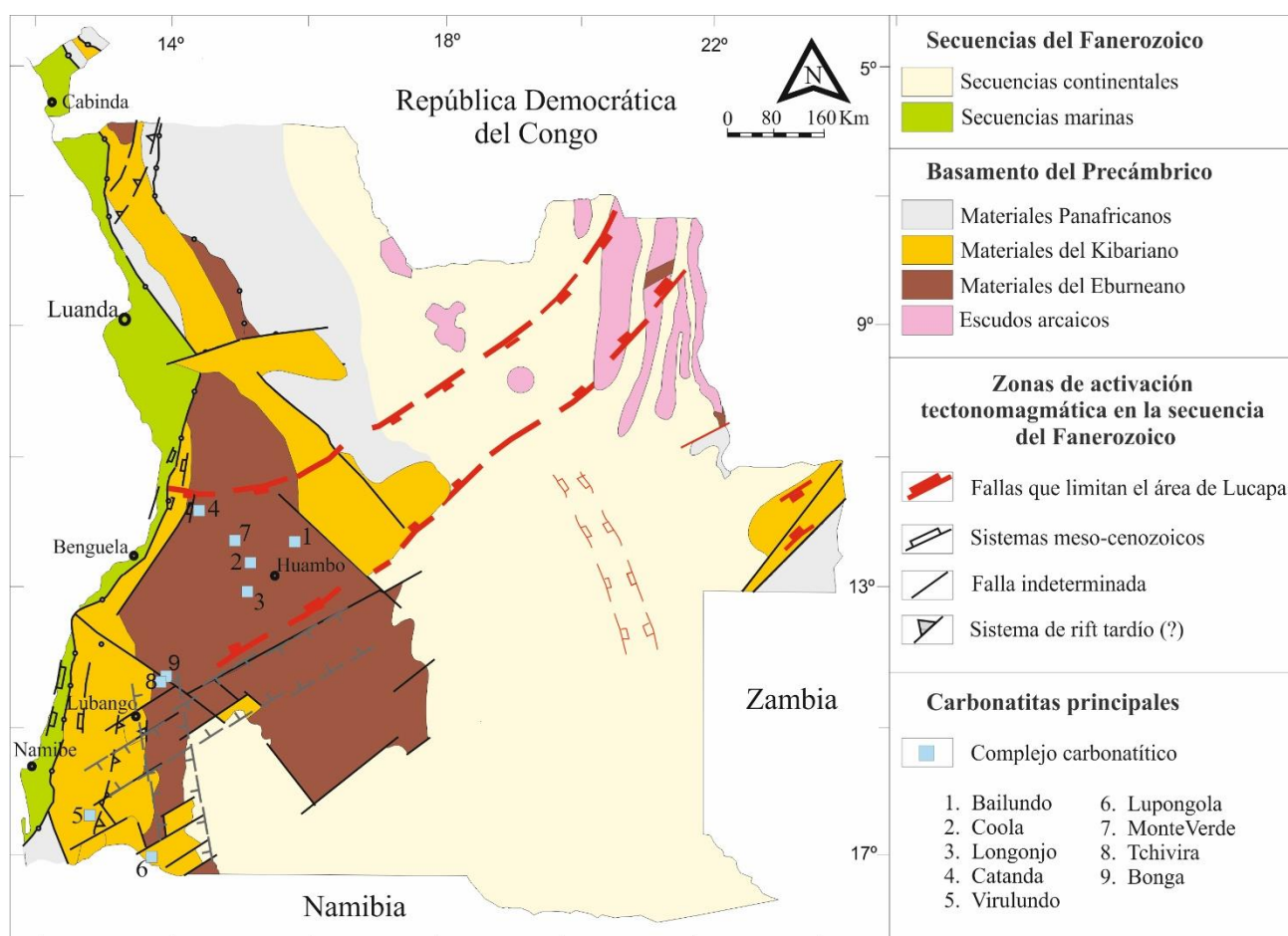


Figura 1.2.1. Situación de los principales complejos carbonatíticos de Angola y las principales unidades estructurales, Modificado de Woolley (2001).

1.2.2. MORFOLOGÍA, EDAD Y EMLAZAMIENTO DE LOS COMPLEJOS

Las carbonatitas de Angola forman generalmente complejos anulares o intrusiones carbonatíticas centrales, la mayoría asociadas con rocas de afinidad alcalina (Lapido Loureiro, 1968, 1973; Alberti, et al., 1999). Los complejos alcalinos han sido datados del Cretácico inferior, con edades comprendidas entre 138 – 130 Ma y 130 – 124 Ma (Alberti et al., 1999). Tanto las carbonatitas como los complejos alcalinos asociados se formaron a lo largo de lineaciones tectónicas con dirección NE y NW activas al menos desde el Mesozoico inferior (Alberti et al., 1999).

Las carbonatitas y complejos alcalinos de Angola intruyen al basamento de edad Proterozoico de la unidad meridional de África central, que comprende los cratones del Congo, Kasai y Angola (Alberti et al., 1999). El basamento está compuesto por granitos precámbricos, rocas metamórficas de grado alto de medio a alto y migmatitas. Sin embargo, el complejo carbonatítico de Lupongola, que se localiza al suroeste del país cerca de la frontera con Namibia, está emplazado en el complejo gabro-anortosítico de Kunene (Issa Filho et al., 1991; Alberti et al., 1999). En Angola, las carbonatitas se concentran en tres áreas principales (Issa Filho et al., 1991): zona oeste-central (Catanda), zona central (Monte-Verde, Capuia, Canata, Bailundo, Coola, Longonjo y Tchivira – Bonga) y zona suroeste en la frontera con Namibia (Virulundo y Lupongola).

En función de criterios morfológicos y litológicos se pueden diferenciar 7 grupos de carbonatitas (Issa Filho et al., 1991):

- 1) Conos truncados de elevado relieve (hasta 800 m) con gran volumen de carbonatitas y abundantes brechas carbonatíticas feldespáticas en las zonas externas (Bonga y Virulundo).
- 2) Rocas producto de procesos de silicificación, fenitas i/o foiditas con o sin carbonatitas (Bailundo, Coola, Canata)
- 3) Complejos alcalinos distribuidos irregularmente con cuerpos carbonatíticos de pequeñas dimensiones (Monte Verde)
- 4) Carbonatitas brechificadas con forma y distribución irregular (Longonjo, Capuia)
- 5) Diques que pueden contener fragmentos de roca encajante (Lupongola, parte S de Virulundo)
- 6) Lapilli carbonatítico estratificado (Catanda).
- 7) Diques anulares carbonatíticos intruidos dentro de sienitas, sienitas nefelínicas e ijolitas (Tchivira).

1.2.3. PRINCIPALES COMPLEJOS CARBONATÍTICOS EN ANGOLA

A continuación se describen, a grandes rasgos, algunos de los principales datos existentes sobre los complejos de Angola más relevantes: complejos de Bailundo, Coola, Longonjo, Catanda, Virulundo, Lupongola, Monte Verde, Tchivira y Bonga (figura 1.2.1).

Bailundo

El complejo de Bailundo se encuentra en el estado de Huambo, en la parte central Angola (figura 1.2.1). Presenta una estructura circular formada por un cuerpo central subvolcánico de composición carbonatítica, con diques anulares alrededor (Castellano et al., 2011). Está encajado en granitos arcaicos fenitizados.

La parte central está constituida por un plug carbonatítico constituido por abundante calcita, dolomita, ankerita y minerales secundarios como apatito, barita, magnetita, carbonatos de REE (parisita/synchisita, bastnäsita), fosfatos de REE, hollandita, pirocloro o estroncianita. Alrededor de este plug se emplaza un cuerpo de calciocarbonatita con magnetita, tetraferroflogopita y en algunas áreas pirocloro, pero con menos proporción de barita. Se aprecia una leve silicificación, sobretudo en

los contactos con las fenitas (Woolley, 2001). Las fenitas (figura 1.2.2) corresponden a granitos del Arcaico fuertemente reemplazados por feldespato alcalino, piroxenos y anfíboles sódicos; a su vez, se ven afectadas por silicificación tardía. Las brechas carbonatíticas externas están asociadas a la fenitización de la roca encajante. Son frecuentes los depósitos de arcillas que cubren parte de los afloramientos y que son consecuencia de la fuerte alteración por meteorización (Woolley, 2001).

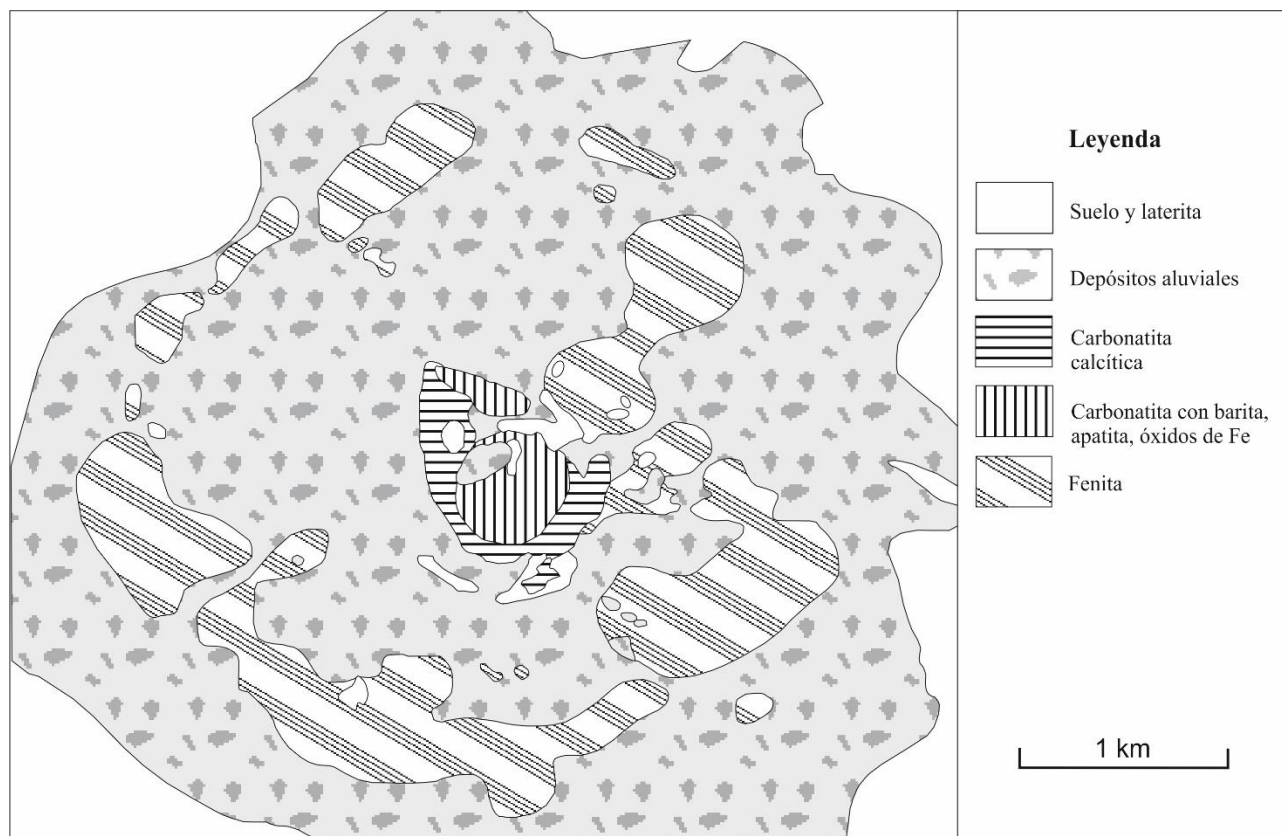


Figura 1.2.2. Mapa geológico de la carbonatita de Bailundo modificado de Lapidó – Loureiro (1973).

Coola

El complejo poligenético de Coola se ubica en la provincia de Huambo. Se caracteriza por presentar tres centros: en la parte norte se emplaza un cuerpo de brechas de morfología elongada centrado en el Monte Chimbumbo (figura 1.2.3). Las brechas están formadas por clastos de sienita y fragmentos de carbonatita en una matriz feldespática. Algunos kilómetros al sur, en la zona central, se encuentran carbonatitas y fenitas emplazadas en el basamento granítico, cubiertos por depósitos superficiales.

En la parte más meridional del complejo se emplaza una colina compuesta por ijolitas con sienitas nefelínicas, sienitas y brechas (Woolley et al., 2001). Las brechas feldespáticas carbonatíticas están ubicadas en la parte central en contacto con granitos y compuestas por clastos de granitos fenitizados y fragmentos feldespáticos en una matriz carbonatítica. Estas brechas contienen abundante barita, clastos de carbonatita y puede haber fluorita en la matriz. También se han identificado fosfatos. Se distinguen dos tipos de fenitas: las primeras, que afloran en la parte este del complejo, están formadas por feldespatos y óxidos de hierro, mientras que las demás forman un cuerpo de 1 km en la parte oeste de la zona central, están fuertemente silicificadas y contienen fluorita y/o barita (Lapidó – Loureiro, 1973).

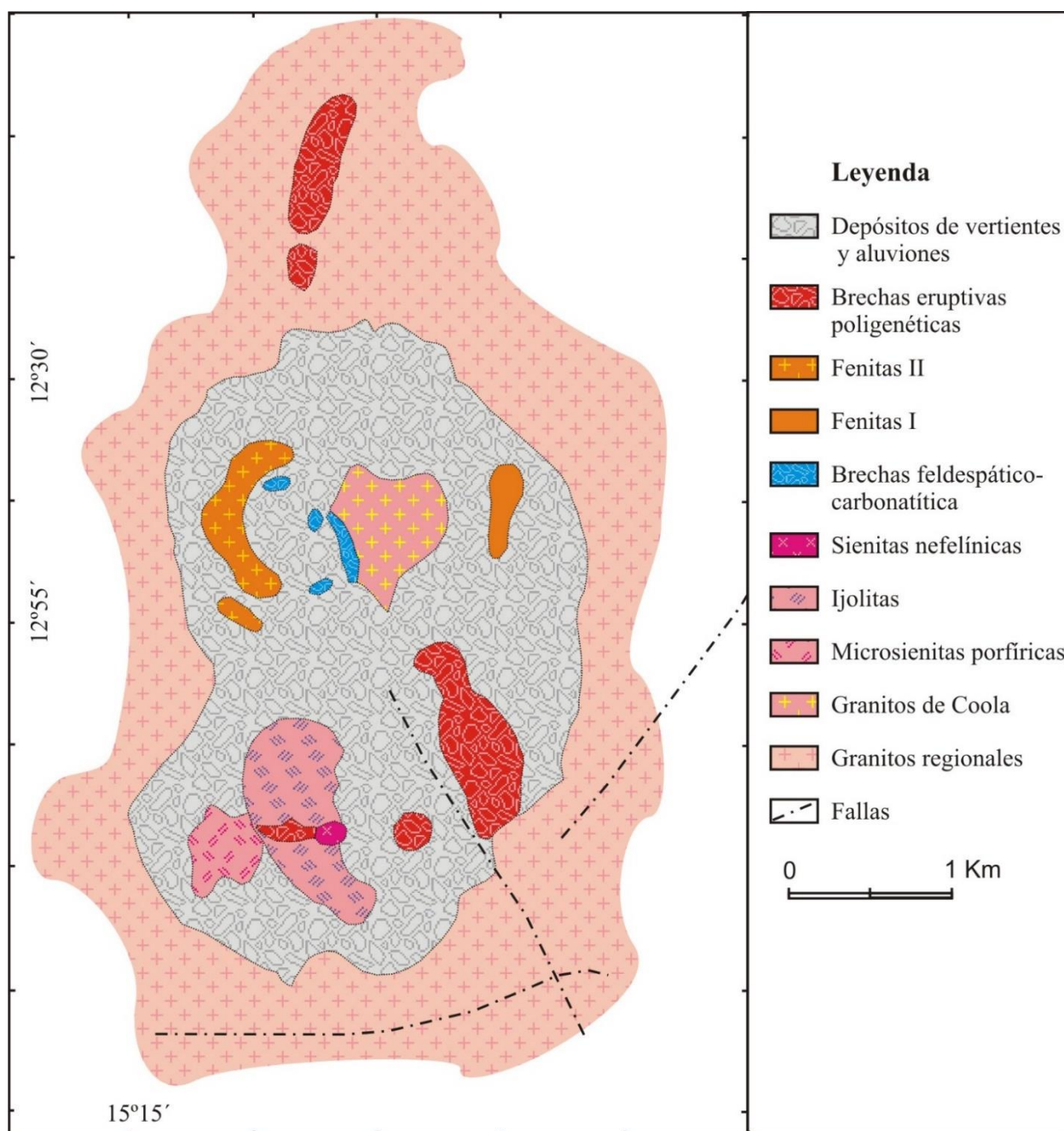


Figura 1.2.3. Mapa geológico de las principales unidades del complejo de Coola (Lapido-Loureiro, 1973).

Longonjo

La carbonatita de Longonjo (provincia de Huambo) está encajada en granitos precámbricos fuertemente fenitizados. Presenta una morfología de herradura semicircular con brechas carbonatíticas en los márgenes y corresponde a una intrusión subvolcánica. El complejo está cubierto por depósitos superficiales. En el centro de la estructura se identifican ferrocarbonatitas formadas principalmente por siderita y rodeadas por calciocarbonatita (figura 1.2.5). Ambas unidades contienen cantidades accesorias de magnetita, pirocloro y apatito, así como menores proporciones de baddeleyita, pirita y calcopirita (Castellano et al., 2011). Se identifican extensos frentes de alteración hidrotermal, reconociéndose silicificación, dolomitización y ankeritización. En estas zonas se ha documentado cuerpos compuestos por barita y cuarzo que pueden contener plumbopirocloro con menores proporciones de galena, estroncianita y witherita (Castellano et al., 2011). Los carbonatos primarios también están afectados por una alteración meteórica. Los carbonatos de Fe son

reemplazados por goethita y hollandita con silicatos y fosfatos de REE. Las brechas carbonatíticas externas pueden contener hasta un 70% de feldespato alcalino con xenocristales de cuarzo procedentes del basamento granítico. En éstas, además, se han documentado extensas mineralizaciones de barita y fluorita (Alberti et al., 1999).

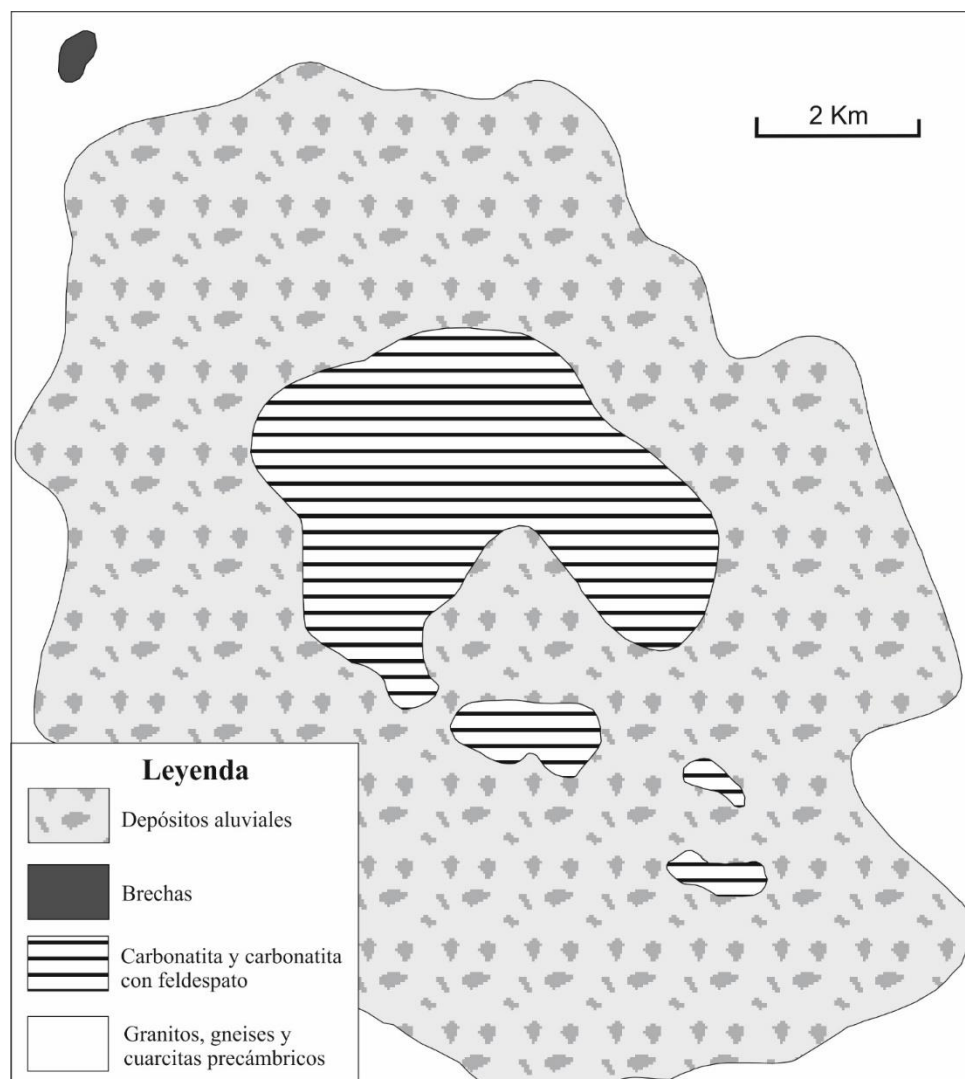


Figura 1.2.4. Esquema de las unidades que conforman el complejo de Longonjo. Modificado de Lapido-Loureiro (1973).

Catanda

Catanda, en la provincia de Kwanza Sul, representa el único ejemplo de carbonatita extrusiva descrito en Angola. El complejo está ubicado en el graben de Catanda y está compuesto por varios conos volcánicos afectados por una fuerte erosión y encajados en granitos arcaicos (figura 1.2.5). Está delimitado por tres sistemas de fallas de direcciones ENE-WSW, NNW-SSE y WNW-ESE (Woolley, 2001; Campeny et al., 2014). Las rocas carbonatíticas consisten en secuencias de lavas y rocas piroclásticas. Las rocas piroclásticas son dominantes y su abundancia indica la importancia de una etapa de volcanismo explosivo en el área. Están formadas por lapilli y ceniza que puede contener lapilli peletal, cuyo núcleo indica una formación superficial. De estos depósitos se han descrito recientemente hasta 5 litofacies (Campeny et al., (2014). Las lavas carbonatíticas afloran en las partes externas del graben como niveles coherentes intercalados entre las secuencias piroclásticas. Se han identificado distintos tipos de lavas en base a su mineralogía y textura: silicocarbonatitas (aillikitas), calciocarbonatitas primarias y calciocarbonatitas secundarias producidas por alteración de natrocarbonatitas primarias. A pesar de sus diferencias composicionales, estas rocas se han

interpretado como parte del mismo complejo y han sido relacionadas con un mismo magma parental (Campeny et al., 2015). Recientemente se han encontrado nuevos afloramientos eruptivos de tipo maar, lo que sugiere una edad muy reciente para este volcanismo (Campeny et al., 2017).

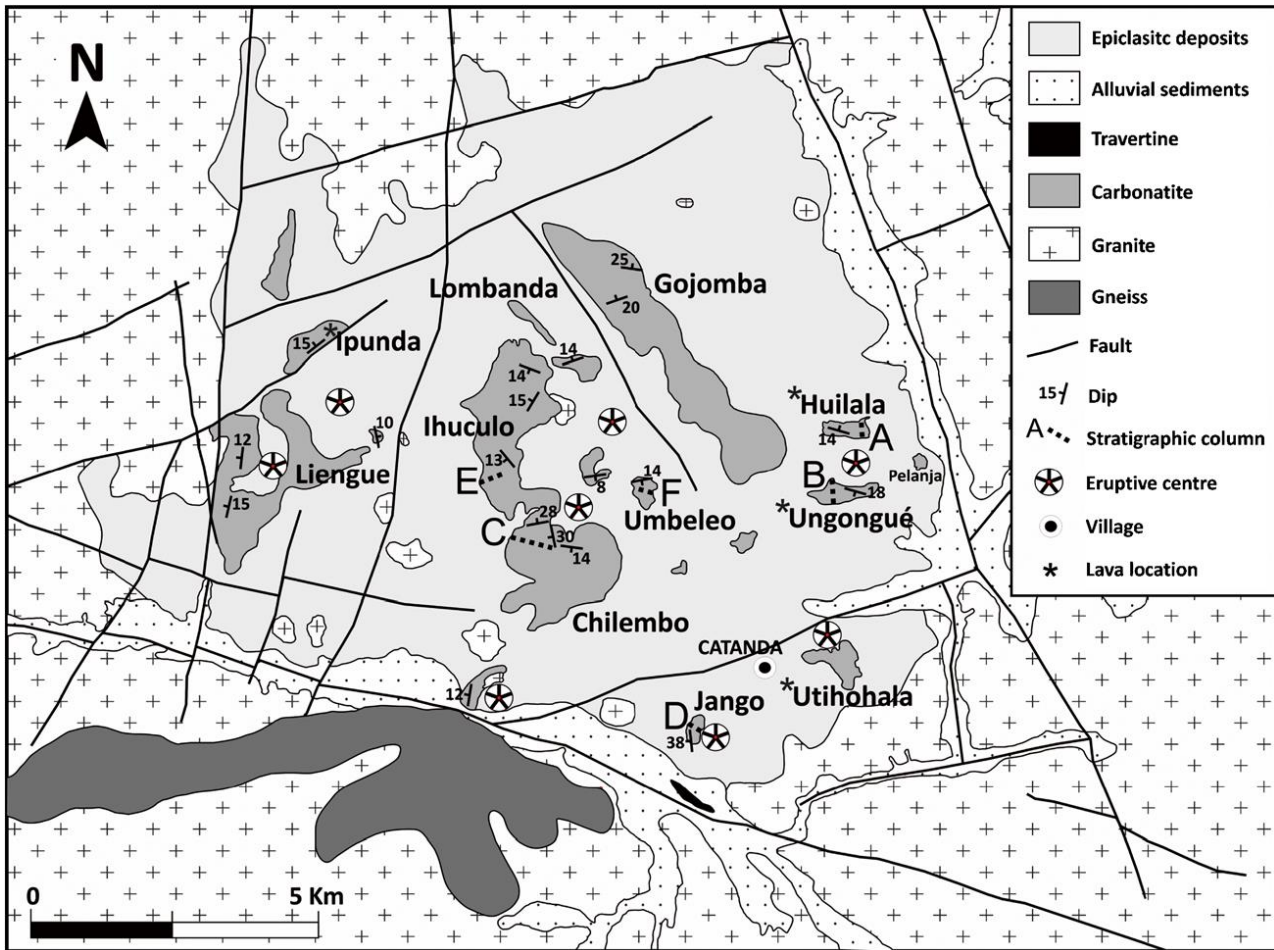


Figura 1.2.5. Mapa geológico del área carbonatítica de Catanda. Se observan los distintos afloramientos de carbonatitas extrusivas (Campeny et al., 2014).

Virulundo

El complejo de Virulundo se localiza en la provincia de Namibe al sur del país. Consta de una intrusión calciocarbonatítica principal en forma de plug que conforma un relieve elevado (hasta 750 m) rodeada por anillos de diques carbonatíticos y brechas carbonatíticas (figura 1.2.6). El complejo intruye granitos arcaicos extensamente fenitizados en contacto con la carbonatita, alteración que puede formar una aureola de hasta 300 m de anchura. La carbonatita está compuesta principalmente por calcita y ankerita con menores proporciones de fluorapatito, magnetita, flogopita y zircón. Además, se identifican cuatro generaciones de pirocloro de textura y composición distintas, formadas en procesos primarios y secundarios que afectan la carbonatita (Torró et al., 2012).

Los minerales accesorios principales son silicatos y carbonatos de REE, como synchisita-(Ce), britholita-(Ce), britholita-(La) y cerita-(Ce), producto de procesos hidrotermales o meteóricos y asociados a goethita y hollandita. Estos minerales secundarios se encuentran presentes tanto en la carbonatita como en las fenitas. Los diques de brechas carbonatíticas externas contienen fragmentos de fenitas, ferrocarbonatitas y carbonatitas dispuestas en una matriz de calcita. El conjunto está cortado por diques de traquita. Además, presenta una intensa alteración por fluidos hidrotermales tardíos, como evidencian las vetas y fracturas abundantes de variable anchura rellenas por cuarzo, barita, calcita, ankerita y dolomita secundarias, con proporciones más bajas de fluorita y estroncianita

(Torró et al., 2012). Se observan depósitos coluviales en los alrededores, además de depósitos residuales y placeres que contienen acumulaciones de minerales densos de interés económico (pirocloro, magnetita y barita).

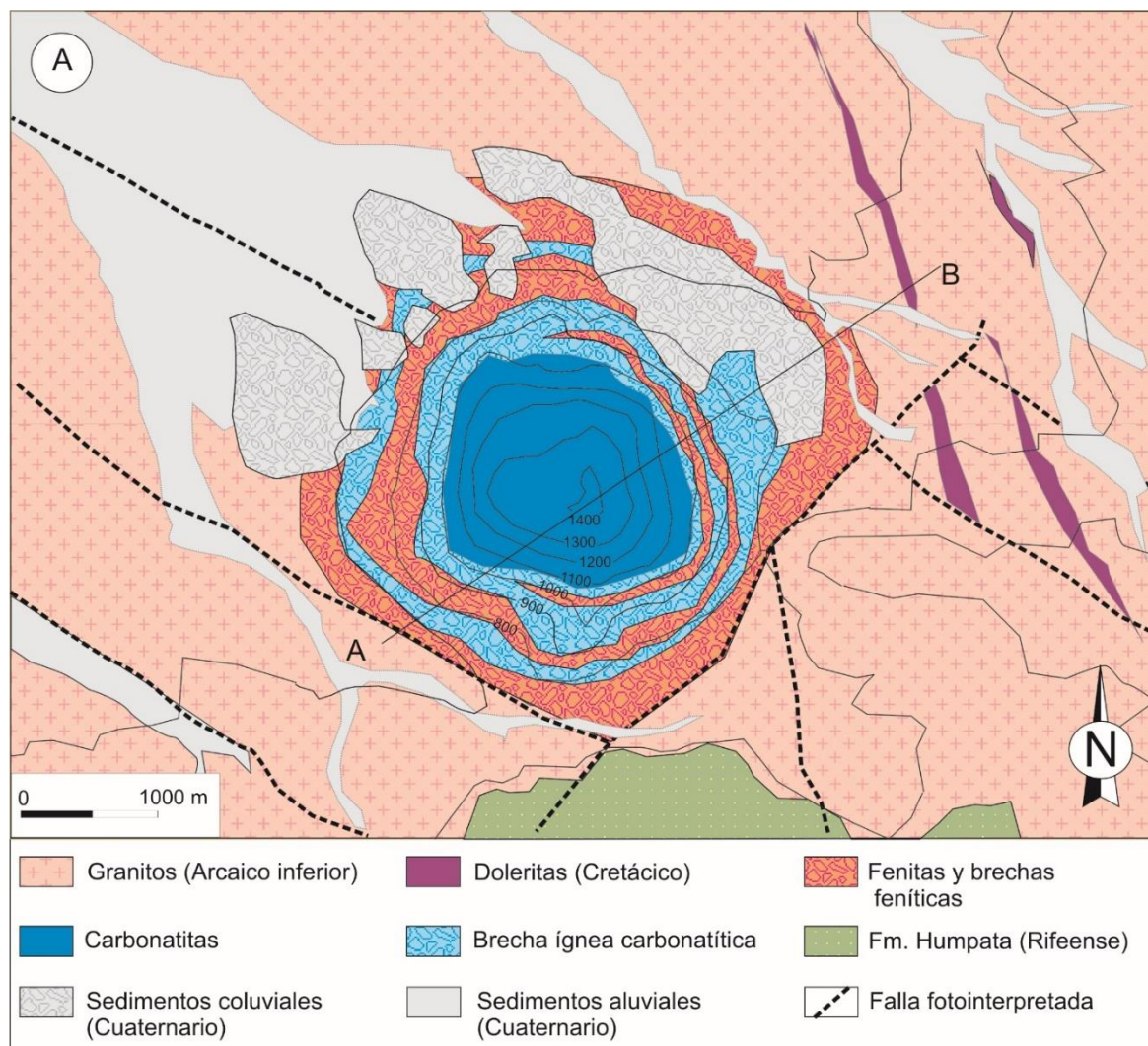


Figura 1.2.6. Mapa geológico del complejo carbonatítico de Virulundo (Torró et al., 2012)

Lupongola

Este complejo se encuentra en la frontera con Namibia y se emplaza entre los gabros y anortositas de edad 1155 Ma que forman el gran complejo de Kunene (Alberti et al., 1999). El complejo de Lupongola es una estructura anular con brechas carbonatíticas, diques y vetas asociadas a sienitas de forma discontinua a lo largo del anillo. Se diferencian dos tipos de carbonatitas: por una parte carbonatitas que forman una unidad de brechas compuestas por xenolitos de granitos y sienitas dispuestos en una matriz carbonatítica con feldespato K. También se localizan carbonatitas homogéneas con calcita, apatita y feldespato potásico en las zonas centrales del complejo. El segundo grupo de carbonatita consiste en un sistema de diques y vetas que se extiende en dirección N-S (Woolley, 2001).

Monte Verde

Monte Verde se localiza en la frontera entre las provincias de Huambo y Kwanza Sul. Se trata de un complejo de morfología alargada que se extiende en dirección NE-SW, encajado en granitos

precámbricos. Está compuesto por varios cuerpos intrusivos de sienita nefelínica que emplazan en el centro y sur del complejo (figura 1.2.7). Éstas están formadas por abundante nefelina de tamaño de grano variable, microclina con inclusiones de nefelina, piroxenos, anfíboles, biotita y minerales accesorios.

Las carbonatitas ocupan ocho áreas diseminadas y generalmente se localizan dentro de fenitas. Están compuestas por calcita, dolomita, piroxenos y anfíboles abundantes (Issa Filho et al, 1991; Woolley, 2001). Al este de la intrusión de sienita nefelínica principal afloran brechas eruptivas con fragmentos de sienitas y granitos en una matriz de composición sienítica (Woolley, 2001).

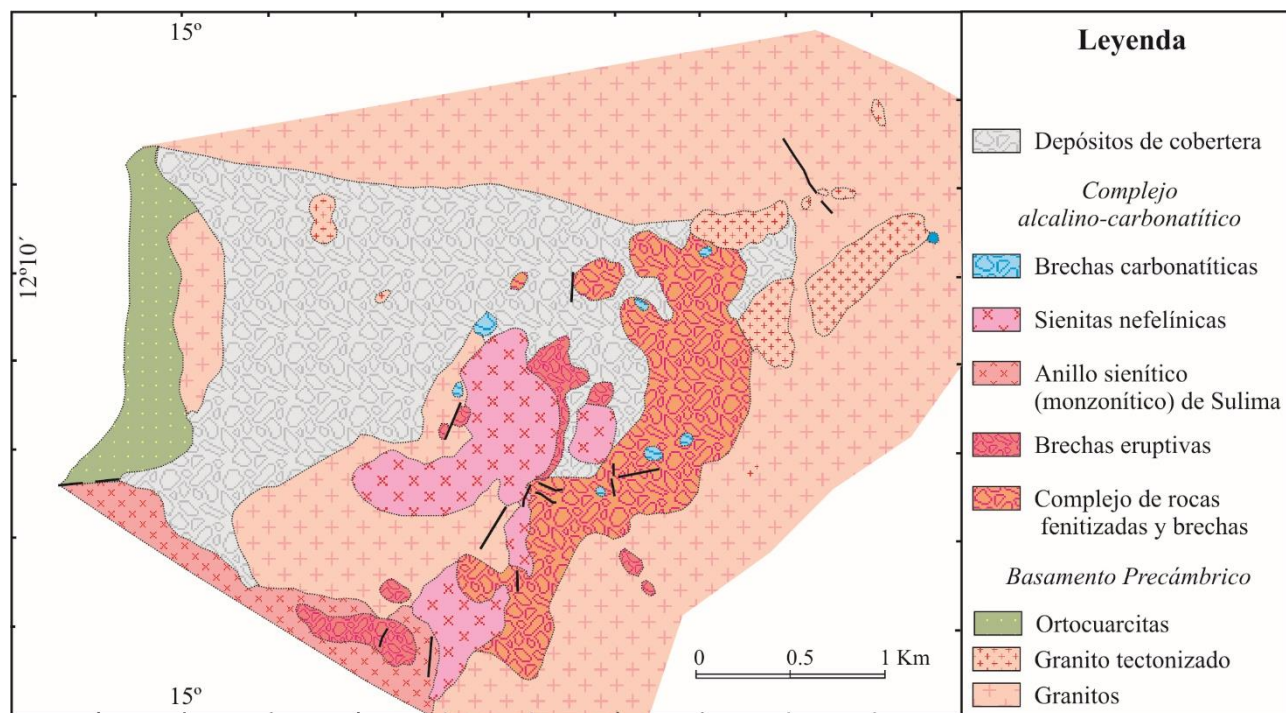


Figura 1.2.7. Mapa geológico del complejo de Monte Verde. Modificado de Lapido-Loureiro (1973).

Se ha identificado un cuerpo de morfología curvada de fenitas y brechas al este de la intrusión sienítica principal. Además, diques de tinguaita (feldespato potásico, nefelina, egirina, análogo hipoabisal de fonolita), traquita y solvsbergita (feldespato potásico, piroxeno) cortan el complejo. Dataciones de K-Ar en anfíboles dan edades de 130 a 109 Ma (Issa Filho et al., 1991).

Complejo de Tchivira-Bonga

El complejo poligenético de Tchivira – Bonga se encuentra en el estado de Huila y representa uno de los complejos carbonatíticos mayores de Angola (figura 1.2.8). Está formado por dos centros intrusivos principales cuya proximidad indica que son la expresión del mismo evento magmático que tuvo lugar en distintos niveles de emplazamiento (Coltorti et al., 1993). Algunas dataciones mediante K/Ar en biotita de ijolitas, sienitas y sienitas nefelínicas de Tchivira, dan edades de 130 a 138 Ma, mientras datos de Rb/Sr en biotitas de sienitas nefelínicas dan 112 ± 8 Ma. Ambos centros intruyen basamento granítico del precámbrico (Alberti et al., 1999).

Tchivira

El complejo alcalino-carbonatítico de Tchivira presenta una forma semicircular (figura 1.2.8). Está compuesto por las siguientes unidades en orden de mayor a menor antigüedad: rocas intrusivas de tipo gabros y alcalinas (sienitas, sienitas nefelínicas, ijolitas y foyaítas), intrusiones de magnetita, carbonatitas (calcíticas, dolomíticas), brechas carbonatíticas, brechas no carbonatíticas, cuerpos de

reemplazamiento hidrotermal, diques básicos y alcalinos, filones de cuarzo y fluorita y finalmente una aureola de fenitización en contacto con los granitos encajantes (Bambi, 2015).

En este complejo predominan las sienitas nefelínicas, sienitas e ijolitas, que forman anillos concéntricos o plugs y conforman los relieves más pronunciados de la zona (figura 1.2.8). Se identifican intrusiones de calciocarbonatitas en la parte este del complejo y magnesiocarbonatitas en el oeste (parcialmente alteradas a óxidos de hierro en superficie, con fenómenos de carstificación intensos, sobre todo en la parte central del complejo). Los bordes de estos cuerpos están reemplazados por una asociación de fluorita, cuarzo, apatito y ankerita, con cantidades menores de pirocloro y de otros minerales radiactivos. Las brechas carbonatíticas están formadas por fragmentos de rocas anteriores cementados por una matriz carbonatítica de grano grueso de calcita y dolomita. Los xenolitos pueden estar fenitizados y presentan feldespato potásico con un empobrecimiento de la proporción de sílice.

En el contacto con las carbonatitas, se han producido procesos secundarios subsolidus de silicificación, aureolas de ankeritización y dolomitización que afectan tanto carbonatitas como rocas alcalinas. En la parte externa de las carbonatitas aparecen filones de fluorita de continuidad lateral variable, con cuarzo asociado, que tendrían un origen muy tardío (Melgarejo et al., 2012; Bambi, 2015).

La fenitización se localiza en el contacto entre carbonatitas y granito encajante, y en las brechas carbonatíticas, con abundante feldespato potásico de tono rosado. Esta alteración produce un empobrecimiento en Si y cristalización de feldespatos, piroxenos, anfíboles o micas alcalinas. La presencia de fragmentos fenitizados en las brechas carbonatíticas indica que la fenitización es un proceso simultáneo al emplazamiento de los magmas que forman las rocas alcalinas y carbonatitas (Bambi, 2015).

El complejo está cortado por diferentes familias de diques de dirección NW-SE subverticales. Tienen un grosor variable, que puede llegar a varios metros. Se distinguen de mayor a menor abundancia: diabasas, basaltos olivínicos, basanitas, fonolitas, nefelinitas y vogesitas.

Finalmente los depósitos residuales con la formación de lateritas compuestas por arcillas que no alcanzan espesores destacables. También se identifican depósitos coluviales. (Bambi, 2015).

Bonga

Se trata de un plug carbonatítico ubicado a pocos kilómetros al NE de Tchivira. Se trata de una estructura subcircular con distintas unidades que se distribuyen concéntricamente (figura 1.2.8). La parte principal de la estructura está formada por carbonatita calcítica masiva que en la parte central presenta una unidad de carbonatita ankerítica que da lugar a una extensa depresión y presenta un importante reemplazamiento subsolidus, sin texturas primarias. Alrededor de la intrusión calciocarbonatítica se contabilizan hasta 8 diques de carbonatita cálcica con dimensiones que oscilan desde 10 a 100 m de anchura (Bambi, 2015).

Alrededor de la intrusión se identifican brechas carbonatíticas con textura grano-soportada. Un primer tipo de brechas está compuesto por fragmentos de granitoides encajantes fenitizados y diseminados en una matriz de calciocarbonatita. Un segundo grupo está formado por fragmentos de carbonatitas calcíticas y menor cantidad de granitoides fenitizados en una matriz de carbonatita dolomítica de color más oscuro. Éstas brechas son menos comunes y se encuentran en la parte interior de la unidad (Bambi, 2015).

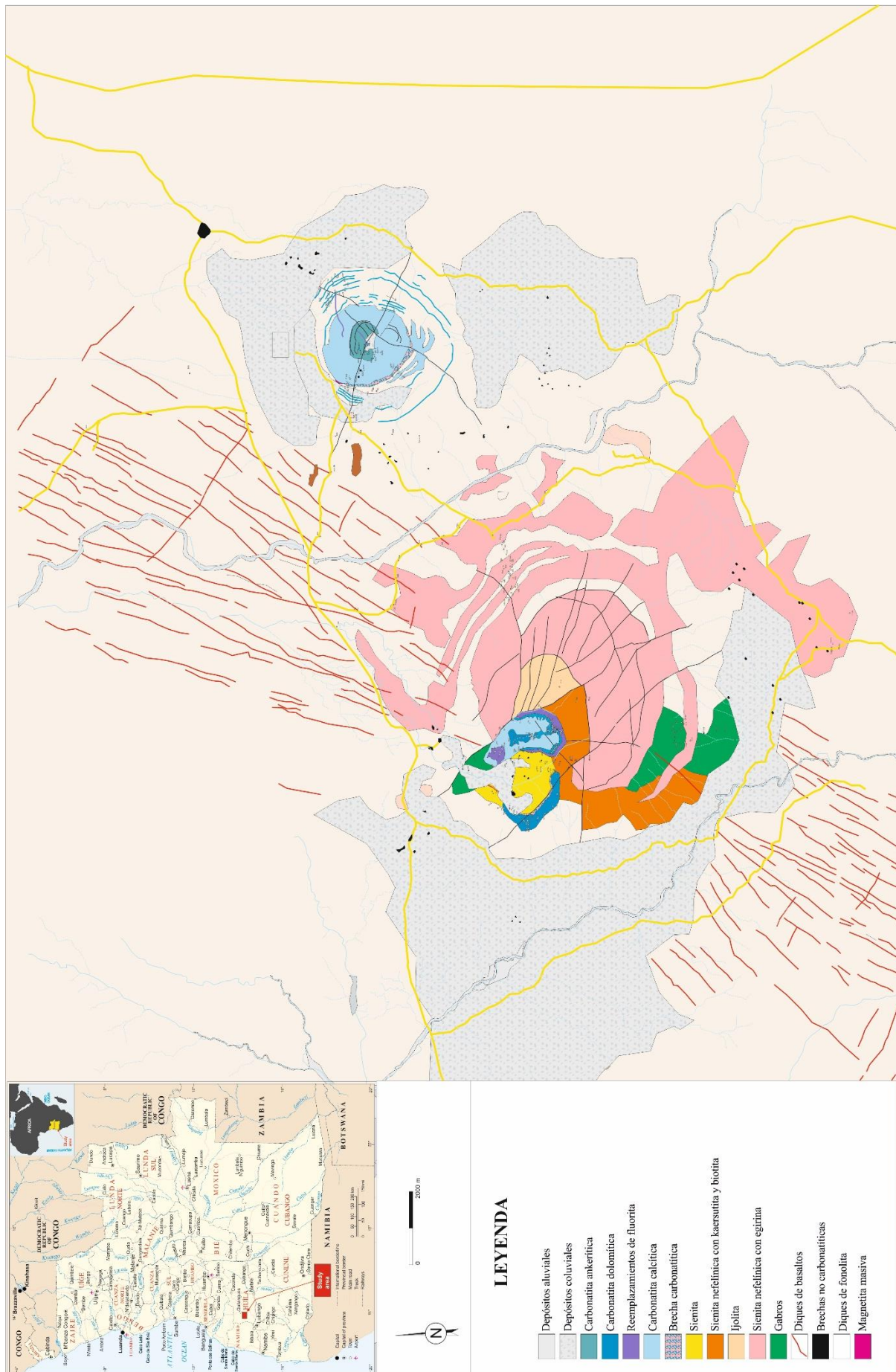


Figura 1.2.8: mapa geológico de los complejos de Tchivira y Bonga (Bambi, 2015).

En los márgenes de la unidad ferrocarbonatítica central se localizan brechas formadas por fragmentos de carbonatitas alterados a óxidos de Fe con tonalidades pardo características. No presentan fragmentos de fenitas. Se han observado otras brechas formadas por fragmentos de morfología esférica con zonación compleja. Bambi (2015) sugiere la existencia de procesos de exsolución de magmas con texturas de desmezcla de fundidos. El estudio detallado de las texturas, composición y química mineral de este tipo de brechas se detalla en el apartado 2.3 de esta tesis doctoral.

Además, se han identificado cuerpos de aillikitas en la parte oeste del complejo, cuerpos de brechas sin una matriz intersticial de composición carbonatítica y diques de traquitas de dimensiones decamétricas que cortan la estructura. En las partes más externas de la intrusión se observan coluviones y placeres que pueden concentrar minerales pesados como son pirocloro, apatito, magnetita y barita (Bambi, 2015).

1.2.4. MINERALOGÍA E IMPLICACIONES GEOQUÍMICAS

Las carbonatitas angoleñas estudiadas están compuestas mayoritariamente por carbonatos de grano grueso. Su estructura es masiva, brechoide o bandeada; en este último caso, se trata de un bandeo de grosor milimétrico, centimétrico a decimétrico definido por enriquecimientos en algunos minerales accesorios. Entre estos minerales accesorios que aparecen en algunas bandas, destacan pirocloro, apatito, flogopita y magnetita, que pueden llegar a formar cristales centimétricos.

A esta paragénesis primaria se superponen importantes fenómenos de alteración hidrotermal. De hecho, las carbonatitas de Angola tienen un rango composicional amplio y han sido clásicamente descritas como por carbonatitas calcíticas, dolomíticas y ferrocarbonatitas (Comin-Chiaramonti et al., 2007). No obstante, en muchos de los casos, si no en su totalidad, las carbonatitas más férricas o magnésicas son el resultado tardío de alteración hidrotermal de carbonatitas calcíticas, como puede verse en Tchivira y Bonga (Bambi, 2015). Estos procesos de alteración hidrotermal están muy desarrollados en todas las carbonatitas de Angola que se han estudiado hasta el momento, como las de Virulundo (Torró et al., 2012), Tchivira y Bonga (Melgarejo et al., 2012; Bambi, 2015), destacando intensos procesos de silicificación, fluoritización, dolomitización y ankeritización. Además de su importancia petrogenética, estos procesos son importantes desde el punto de vista metalogenético, puesto que en conexión con ellos se forman diferentes generaciones de pirocloro a costa de las preexistentes, y se produce la removilización de parte del Nb, a la vez que el pirocloro se puede enriquecer en HFSE y, muy a menudo, en Ta y U, aunque también en Ba y Sr (Melgarejo et al., 2012; Bambi, 2015). Además, en todos los tipos de carbonatitas de Angola afectados por procesos fuertes de alteración hidrotermal se han identificado fluorocarbonatos de Ca y REE de formación tardía, como parisita, synchisita y bastnäsite en Virulundo (Torró et al., 2012). Éstos precipitan formando pequeños cuerpos fibrosos o agregados radiales incluidos en carbonatos, intersticiales o rellenando fracturas, asociados a productos de transformación de ankerita (Torró et al., 2012). La asociación de cuarzo, barita y fluorocarbonatos de Ca y REE, a veces con estroncianita, es común en las carbonatitas de Angola (Torró et al., 2012; Melgarejo et al., 2012; Bambi, 2015). No es de extrañar, por tanto, que los análisis de roca total de algunos complejos revelen una inusual abundancia en algunos elementos que habitualmente suelen estar en forma de trazas. Así, destaca la elevada proporción de SrO en Monte Verde, de BaO en la carbonatita de Lupongola o el enriquecimiento en Ce₂O₃ de Coola (Alberti et al., 1999). Esto se puede observar en los diagramas normalizados al manto primitivo, en los cuales las calciocarbonatitas presentan una elevada proporción elevada de Ba, Sr y REE, con valores distintos a los análogos del Brasil. No obstante, como se ha indicado, no se puede extraer información petrogenética como se ha realizado hasta el momento sin tener en cuenta que la mayor parte de estos

enriquecimientos están controlados por procesos de alteración hidrotermal con una implicación importante del encajante.

Efectivamente, en el encajante se produce a su vez una fuerte fenitización, que conlleva enriquecimientos en K, movilización de REE, Pb y U, lavado de elementos de transición y desilicificación. A veces, fragmentos de la roca fenitizada quedan dentro de las carbonatitas como xenolitos. Alberti et al. (1999) analizan la geoquímica de estas rocas llamándolas carbonatitas ricas en feldespatos alcalinos, lo que conlleva problemas de interpretación geoquímica puesto que en realidad son rocas híbridas con grados muy variables de alteración (Melgarejo et al., 2012; Bambi, 2015).

Finalmente, en estos complejos se ha identificado productos tardíos que pueden tener un origen hidrotermal de muy baja temperatura o sobretodo supergénico, como apatito, goethita (a veces, rica en Nb), hollandita, hematites y numerosos fosfatos y carbonatos con Al-REE, lo que añade un nuevo elemento de precaución a la hora de valorar el significado de la geoquímica de REE (Melgarejo et al., 2012; Bambi, 2015).

1.2.5 COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE C Y O

El estudio de la variación isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos que conforman las carbonatitas permite evaluar las características geoquímicas del manto subcontinental de donde procede el magma parental rico en carbonato y la evolución de los procesos magmáticos y su interacción con otros fluidos (Comin-Chiaramonti et al., 2007; Bambi, 2015).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 6 – 10‰ y $\delta^{13}\text{C}$ de -8 a -4‰ corresponden a carbonato magmático de origen mantélico (Deines, 1989). A nivel global, la variación en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se asocian a diferentes causas: diferencias en la composición isotópica de la fuente; procesos de fraccionamiento durante la evolución magmática; pérdida de fluidos durante una despresurización en el momento del emplazamiento; contaminación por parte de la corteza; o procesos post-magmáticos deutéricos (Deines, 1989). Las mayores variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ son explicadas por interacciones de fluidos hidrotermales con carbonato magmático mientras que las diferencias de $\delta^{13}\text{C}$ se deben tanto a procesos primarios como secundarios (Deines, 1989). Referente a las carbonatitas en Angola, se han realizado estudios de la variabilidad isotópica de C y O en carbonato primario y secundario de las intrusiones de Tchivira, Bonga y Catanda (Campeny et al., 2012; Bambi, 2015). En general estas carbonatitas presentan carbonato de origen mantélico que se formó durante la cristalización magmática. Sin embargo, el carbonato secundario presenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ más elevados con un fuerte enriquecimiento en el isótopo más pesado e implican una reacción entre carbonato primario y fluidos hidrotermales de origen meteórico (Bambi, 2015).

1.3. CONTEXTO GEOLÓGICO DE ANGOLA

1.3.1. INTRODUCCIÓN

El marco estructural precámbrico de la parte central y sur del continente Africano está caracterizado por el dominio de los cratones Congo y Kalahari, bloques de corteza que se estabilizaron posteriormente a la orogenia del Mesoproterozoico (McCourt et al., 2013). El cratón del Kalahari comprende unidades arcaicas (cratón de Kaapvaal y Zimbabwe, además del cinturón de Limpopo), paleoproterozoicas (cinturón de Magondi-Gweta y bloque de Rehoboth) y mesoproterozoicas (cinturón de Namaqua-Natal) (McCourt et al., 2013). La parte SW del cratón del Congo, donde se sitúa Angola, está compuesto por el escudo de Angola y el cratón de Cassai hacia el NE (figura 1.3.1).

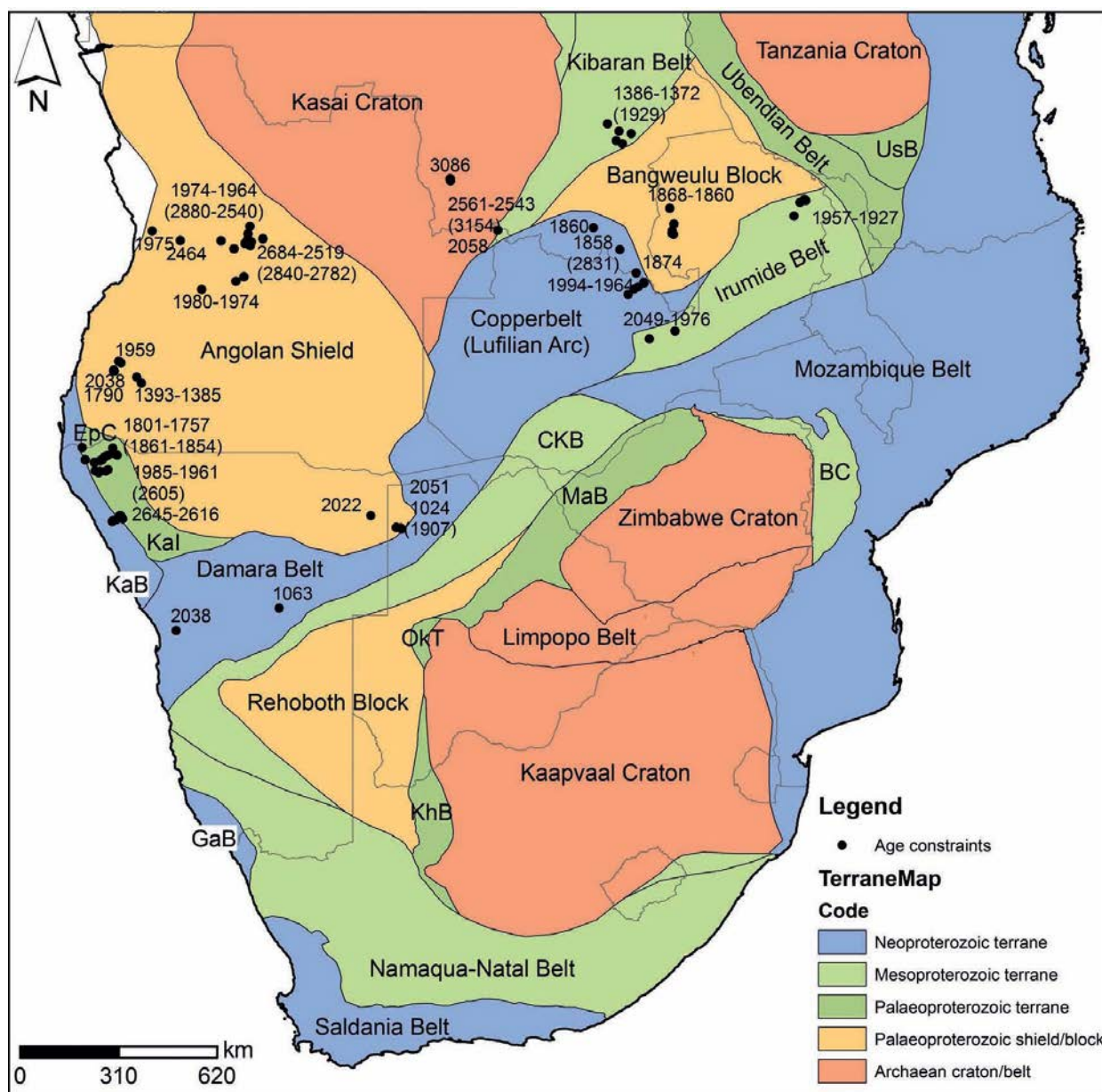


Figura 1.3.1: Mapa de unidades tectónicas precámbricas que conforman la parte central y sur de África (McCourt et al., 2013). Según estos autores, Angola se encuentra en la parte suroeste del cratón del Congo, entre el escudo de Angola y el cratón Kasai.

- Ciclo eburneano (2200-1800 Ma)
- Ciclo kibariano (1400-1000 Ma)
- Ciclo pan-Africano (1000-500 Ma)

Entre éstos, el ciclo eburneano es el más importante, debido a que su efecto es generalizado y es responsable de la configuración del basamento de Angola. Durante esta orogénesis se registraron los principales ciclos formadores de roca, así como un metamorfismo intenso y un gran proceso de granitización y migmatización. En cambio, los ciclos kibariano y pan-africano tuvieron efectos más locales, restringidos respectivamente sólo a la parte suroeste de Angola y noroeste de Namibia. El Complejo Anortosítico de Kunene, uno de los mayores complejos de anortositas, se formó durante el kibariano e intruyó parte del sur del escudo de Angola (Carvalho et al., 2000).

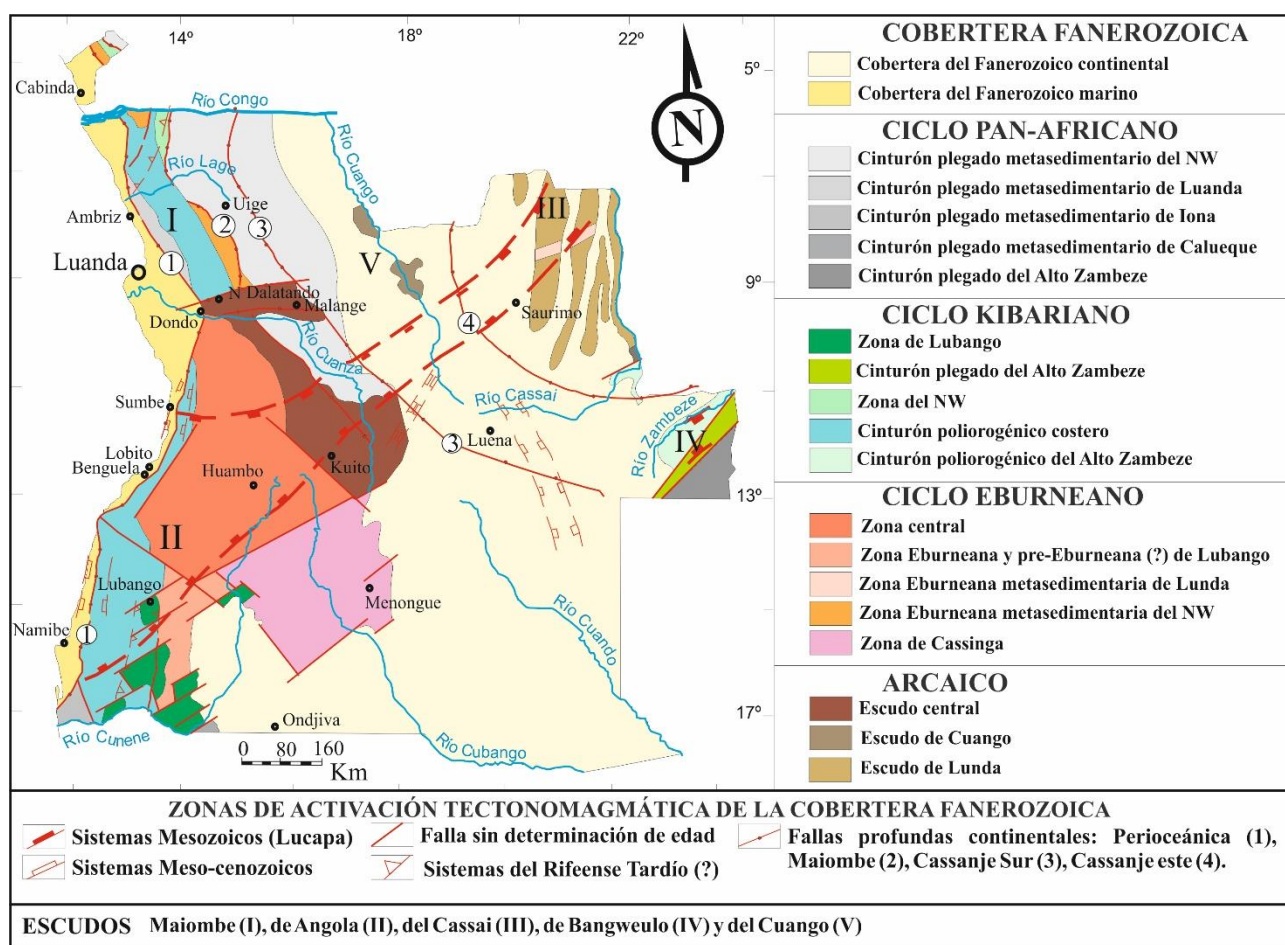


Figura 1.3.2: Principales unidades tectónicas de Angola. Modificado de Carvalho et al. (2000).

Posteriormente, durante el Fanerozoico también se produjeron eventos importantes en la geología de Angola. Entre ellos, destaca la generación de secuencias continentales desde el Carbonífero hasta la actualidad, acumuladas en las zonas de activación de fallas que tienen direcciones NE-SW o NW-SE y que corresponden a la estructura de Lucapa. Estos sedimentos se depositaron en cuencas intracontinentales que presentan magmatismo alcalino asociado. Éste generó abundantes carbonatitas y complejos alcalinos asociados que se emplazan a lo largo del corredor, así como kimberlitas, hallándose éstas principalmente en la provincia de Lunda Norte, en el noreste de Angola, encajadas en materiales de edad Arcaico (Pereira et al., 2003).

Además, desde el Jurásico hasta la actualidad se formaron secuencias marinas ubicadas en cuencas controladas por fallas normales de dirección general N-S en el margen continental de Angola. En estas cuencas se generaron reservorios de rocas madre con hidrocarburos.

1.3.2. EVENTOS DEL ARCAICO

Durante este periodo se formó el cratón de Congo-Cassai, el cual conforma la parte norte del país. Los afloramientos de material arcaico son muy escasos y discontinuos debido a la intrusión generalizada de granitoides que se produjo en ciclos orogénicos posteriores, como el Eburneano (Pereira et al., 2003). El cratón en sí está formado por rocas metasedimentarias con una gran abundancia de rocas máficas; el conjunto fue afectado por metamorfismo catazonal en facies granulita, lo que indica que hubo una fuerte actividad del manto. Por el contrario, los materiales eburneanos están formados por gneises, migmatitas y granitos de composición ácida debido a la fusión de metasedimentos ricos en aluminio y reciclaje de la corteza arcaica (Pereira et al., 2003).

Según Carvalho et al. (2000), los materiales del Arcaico se distribuyen en tres unidades principales: escudo Central, escudo de Cuango y escudo de Lunda.

El escudo Central ocupa la región entre latitudes 9 y 17°S (figura 1.3.2). La parte norte está compuesta por granitos, gneises y migmatitas que intruyen el Complejo de Noritas, Gabros y Charnockitas (tabla 1). Los granitoides, gneises y migmatitas son litológica y petrográficamente similares al complejo Dibaya, que aflora en la República Democrática del Congo y que está formado por granitos y migmatitas. Los afloramientos situados entre el río Cuanza y 11°S presentan mayor abundancia de rocas básicas y charnockitas respecto granitoides y gneises, aunque éstas vuelven a ser predominantes hacia la parte sur, en la región de Andulo (Carvalho et al., 2000).

El escudo de Cuango (norte de Angola, figura 1.3.2) aflora en dos zonas. La parte norte está compuesta únicamente por granitos, gneises y migmatitas, que se correlacionan con el complejo Dibaya y con edades de $2680 \pm \text{Ma}$ y $2593 \pm 92 \text{ Ma}$ (Delhal et al., 1975; Cahen et al., 1984). El escudo se extiende hacia la región de Luanda-Malanje y está cubierto por materiales pan-africanos y posteriores. En el río Cuango, cerca de la población de Cuango (norte de Angola, frontera con la República Democrática del Congo), se observa otro afloramiento que presenta rocas del Complejo de gabros, noritas y charnockitas. La charnockitización del escudo de Cuango data de $2822 \pm 66 \text{ Ma}$ (Delhal et al., 1976) y se extiende hasta Camerún, Gabón, República Democrática del Congo y Angola. Parece representar las rocas más antiguas (Carvalho et al., 2000).

Ciclo orogénico	Unidad litoestratigráfica	Litología
Pan-Africano	Rocas básicas de Damara	Gabros, serpentinitas, doleritas
	Granitoides de Damara	Granitos, granodioritas, sienitas
	Granito de tipo Noqui	Granitos alcalinos e hiperalcalinos
	Gabro-norita Congo Oeste	Gabros, noritas, doleritas
	Supergrupo Damara	Gneises, anfibolitas, mármoles, dolomías, cuarcitas, areniscas, conglomerados
	Supergrupo Congo Oeste	Pizarras, cuarcitas, calizas, limolitas, cherts, mixtitas, arcosas, lavas máficas, calizas estromatolíticas
	Cinturón de Luanda	Metasedimentos, migmatitas, granitoides
Ciclo Kibariano	Granitoides del noroeste	Granitos alcalinos y calcoalcalinos, ortogneises
	Norita y dolerita	Noritas, doleritas, basaltos (diques y filones)
	Gabro subofítico suroeste y dolorita	Gabros subofíticos, doleritas (diques y filones)

	Granitos rojos del suroeste y rocas asociadas	Granitos, granodioritas, sienitas, granitos-pórpidos
	Mayumbiano	Riolitas, andesitas, cuarcitas, pizarras sericíticas, filitas
	Formación Leba-Tchamalindi	Calizas dolomíticas con estromatolitos
	Grupo Chela	Conglomerados, cuarcitas, areniscas, limolitas, rocas volcánicas y vulcano-sedimentarias
	Formación Cahama-Otjinjau	Conglomerados, areniscas, pizarras, cuarcitas
	Complejo Anortosítico de Kunene	Anortositas, troctolitas, gabros
Ciclo Ebúrneo superior y/o anorogénico	Granitoides de Caraculo – Chipindo	Granitoides porfídicos de grano medio a grueso
	Granitoides de Bibala y del centro-oeste	Granitoides porfídicos
	Granito leucocrático (tipo Macota)	Granito equigranular de grano fino a medio
	Ortogneises de Ruacana	Gneises porfiroblásticos
Ciclo Ebúrneo	Sienita del Noroeste	Sienitas y granitos
	Granito tipo Quibala	Granitos porfiroblásticos y granodioritas
	Granito Regional	Granito, granodiorita, tonalita. Equigranulares con biotita
	Gneises y migmatitas eburneanas	Gneises, migmatitas, granitos, granodioritas
	Ocurrencias metasedimentarias de Caraculo-Bibala	Conglomerados, cuarcitas, rocas volcánicas (filones y diques)
	Formación Tchipa-Iona	Cuarcitas, arcosas, conglomerados, cherts, mármoles, granitoides, pórfidos, riolitas y tobas volcánicas ácidas
	Grupo Bale y ocurrencias de la región centro-oeste	Conglomerados, limolitas, arcosas, areniscas, grauvacas, pizarras, cuarcitas blancas
	Grupos Lulumba y Uonde	Cuarcitas, arcosas, conglomerados, pizarras, limolitas, calcarenitas, rocas volcánicas máficas y félsicas, pizarras carbonosas, pizarras arcillosas
Granitización y migmatización pre-eburneana (edades poco conocidas)	Complejo Gabro – Anortosítico del suroeste de Angola	Gabros, noritas, anortositas, troctolitas, dunitas, hornblenditas, piroxenitas, gabros subofíticos, dolerita con olivino
	Pórpidos cuarzo-feldespáticos y rocas volcánicas asociadas	Pórpidos graníticos y granodioríticos, riolitas, dacitas, andesitas, ignimbritas, felsitas.
	Supergrupo Chivanda-Negola-Utende-Cela	Conglomerados, cuarcitas, esquistos, lavas almohadilladas, tobas, vitrofiros, itabiritas
	Complejo de Esquistos, Cuarcitas y Anfíbolitas con niveles de mármol	Mármol, cherts, esquistos, cuarcitas, filitas, para-, orto-anfíbolitas (basaltos toleíticos, peridotitas komatiíticas)
	Grupo Jamba	Esquistos, grauvacas, lava almohadillada, cherts, jaspilitas, itabiritas, dacitas, tobas, cuarcitas, pelitas
	Gneises de Cassinga, migmatitas, granitoides	Gneises, migmatitas, cuarcitas, granitoides
	Relictos de meta-sedimentos antiguos en la zona noroeste	Metacuarcitas, esquistos, metalimolitas, rocas calcosilicatadas, itabiritas, para-anfíbolitas, gneises, dioritas, granodioritas
Evento arcaico de Malanje-Andulo	Complejo Granitos, Gneises y Migmatitas	Granitoides, granitos-tonalitas migmatíticos, gneises, migmatitas
Evento arcaico de Lunda-Cuango-Malanje	Complejo Gabros, Noritas y Charnockitas	Gabros, noritas, anortositas, gneises, rocas básicas anfíbolizadas, anfíbolitas, enderbitas, charnockitas, granulitas

Tabla 1.3.1: Resumen de las unidades litoestratigráficas principales del Precámbrico del Oeste de Angola (Carvalho et al., 2000).

1.3.3. CICLOS OROGÉNICOS DEL PROTEROZOICO

1.3.3.1. Migmatización y granitización pre-eburneana

Se trata de unidades litoestratigráficas localizadas entre 10°-17°S y 11°-18°E con edad pre-eburneana, y destacan: el Complejo de Esquistos, Cuarcitas y Anfíbolitas con niveles de mármoles, Grupo de Jamba, Supergrupo de Chivanda-Negola-Utende-Cela, pórfidos de cuarzo-feldespatos con rocas volcánicas asociadas y el Complejo Gabro-Anortosítico del suroeste de Angola (tabla 1.3.1). Se emplazan en los núcleos de granitoides eburneana, como enclaves y relictos no afectados por la granitización y migmatización eburneana (Carvalho et al., 2000). Los granitoides del Paleoproterozoico son los componentes dominantes del escudo de Angola, hallándose especialmente bien desarrollados en la zona Eburneana Central y en la zona de Lubango (McCourt et al., 2013).

El grupo Jamba está formado por rocas vulcano-sedimentarias epimetamórficas de tipo greenstone, de edad arcaica no determinada. El grupo Chivanda constituye una secuencia metasedimentaria con edad entre 2160 y 1915 Ma e intruida por la unidad de Granito Regional eburneana (Carvalho & Alves, 1993).

La unidad de pórfidos cuarzo-feldespáticos y rocas volcánicas asociadas es intruida por granitos eburneana y afectados fuertemente por procesos de granitización y migmatización (Carvalho et al., 2000). Carvalho & Alves (1993) sugirió que ésta podía corresponder a un estadio félsico relacionado con el Complejo Gabro-Anortosítico de Angola generada durante el emplazamiento de magma básico.

El complejo gabro-anortosítico del suroeste de Angola está intruido por granitoides eburneana en diferentes localidades. Las plagioclasas de las anortositas del complejo dan edades de 2102 ± 51 Ma y 2157 ± 43 Ma, mientras que en los gabros estos feldespatos dan 1964 ± 61 Ma (Torquato et al., 1979). En la región de Cahama, el Complejo es intruido por granitos que se correlacionan con los de la región de Macota (figura 1.3.2). En la región de Macota-Iona-Tchipia-Cahama, granitos similares a los anteriores tienen una edad de 1700 Ma e intruyen el Complejo Gabro-Anortosítico (Carvalho & Alves, 1990).

El cinturón poliorogénico costero está formado por granitoides, gneises, migmatitas y secuencias metasedimentarias ubicadas de forma más o menos continua a lo largo de la costa de Angola. Presenta interrupciones en la zona de Luanda-Malanje y en la región de Namibe y Tombua, por el Complejo de Esquistos, Cuarcitas y Anfíbolitas. La edad determinada en gneises y migmatitas en la región de Luanda-Malanje es de 1790 Ma (eburneana) y 684 Ma (pan-africana).

Entre el noroeste de Angola, cerca de la frontera con la República Democrática del Congo, en algunos afloramientos eburneana, kibarianos y pan-africanos intruyen granitoides poliorogénicos, gneises y migmatitas. Hacia el sur de la región de Luanda-Malanje la abundancia de granitoides es progresivamente mayor respecto a gneises y migmatitas. Hacia la frontera con Namibia, los gneises y migmatitas del cinturón poliorogénico costero son menos abundantes y se identifican principalmente granitoides (granodioritas, dioritas, tonalitas y charnockitas). Las pocas migmatitas presentes representan el efecto de dos eventos tectono-metamórficos, el último de edad estimada 1826 ± 48 Ma (Carvalho et al. 1979). Se ha sugerido que el evento de migmatización más antiguo tendría edad pre-eburneana (Carvalho & Alves, 1990). En esta región situada al sur del país, se han identificado dos secuencias metasedimentarias eburneana: una formada por conglomerados y cuarcitas discordantes y otra vulcano-sedimentaria. Se encuentran discordantes con el Complejo de Esquistos, Cuarcitas y Anfíbolitas y son más antiguas que el granito de Caraculo, de edad 1686 ± 69 Ma, Torquato & Carvalho, 1992). Para el granito entre Huambo y Cassinga que intruye dos unidades eburneana (rocas vulcano-sedimentarias de Chipindo y granitos Regionales) se ha determinado una edad de 1596 ± 86 Ma (Torquato & Oliveira, 1977).

El Complejo de Esquistos, Cuarcitas y Anfíbolitas con niveles de mármol únicamente aflora en la parte sur de Angola. El mármol se alterna entre esquistos y cuarcitas intruidos por rocas básicas y ultrabásicas relacionadas con el complejo Gabro-Anortosítico del suroeste de Angola, afectadas por la migmatización eburneana en el área de Macota. Las migmatitas dan edades de 1826 ± 48 Ma (Carvalho et al., 1979).

En la región más suroeste de Angola, más allá de la frontera con Namibia, se identifican gneises y granitoides de distintos ciclos. Las intrusiones de edad comprendida entre 1800 a 1700 Ma estarían relacionadas con estadios finales del Eburneano mientras que las rocas con edades comprendidas entre 1700 y 1500 corresponderían a un evento anorogénico. Los granitoides con edades entre 1500 y 1400 Ma estarían asociados al emplazamiento magmático del Complejo de Kunene (Carvalho et al., 2000).

1.3.3.2. Secuencias metasedimentarias y granitoides del Ciclo Eburneano

En el noroeste de Angola, las rocas metasedimentarias eburneanas comprenden los grupos Lulumba y Uonde (tabla 1.3.1) datados entre 2150 y 1960 Ma (Carvalho et al., 2000), aunque pueden aflorar en el núcleo de la zona Central Eburneana en el centro-oeste de Angola juntamente con el grupo Bale. Este grupo tiene un elevado interés económico debido a que contiene mineralizaciones de Au. Se localiza entre los ríos de Kunene y Cubango (figura 1.3.2), discordante suprayacente del grupo Chivanda, datado entre 2162 ± 99 Ma y 1915 ± 58 . Los granitos que intruyen estos metasedimentos dan edades de 1596 ± 86 Ma (Torquato & Oliveira, 1977).

Los metasedimentos eburneanos de la zona de Cassinga (sur de la zona Central Eburneana), se extienden hacia el suroeste (figura 1.3.2) hacia la región de Calueque y Namibia al sur de Iona. Al sur de 16°S , estas rocas constituyen la formación Tchipa-Iona (Carvalho et al., 2000).

Las edades obtenidas en migmatitas de la Zona Central Eburneana son: 2206 ± 197 Ma para la región de Quipungo, cerca de Lubango (Torquato et al., 1979) y 1914 ± 28 Ma en el sureste y cerca de Serra da Ganda (Carvalho et al., 1979). Los gneises y migmatitas eburneanos gradan progresivamente a la unidad de Granitos Regional o son intruidos por éste. Esto sugiere que gneises y migmatitas tienen una edad de 2200, similar a la edad determinada para la granitización/migmatización de algunas regiones de la República Democrática del Congo (Boma y M'Pozo-Tombagadio), cerca de la frontera con Angola (Torquato et al., 1979).

En la región de Quipungo (Zona Central), para la unidad de Granito Regional se ha estimado una edad de 2191 ± 60 Ma (Torquato et al., 1979) mientras que en la región de Jamba, 200 km al norte, la edad es de 1853 ± 74 Ma (Carvalho et al., 1979) y en la región de Cela-Cariango, de 2236 ± 48 Ma (Silva & Kawashita, 1978). Los granitos de Quibala han dado edades de 2243 ± 49 Ma (Carvalho et al., 1979) en la Serra da Ganda y 1847 ± 62 Ma en la región de Chicala.

1.3.3.3. Secuencias metasedimentarias, granitoides y rocas básicas del ciclo Kibariano (Meso-proterozoico)

Rocas formadas durante el ciclo kibariano afloran principalmente en la zona suroeste de Angola. Uno de los complejos destacados que se origina durante este evento es el complejo Anortosítico de Kunene, situado en los márgenes del río Kunene. Es posterior a los procesos de granitización y migmatización eburneanos, con una edad máxima sugerida próxima a 1500 Ma (Carvalho et al., 2000; Maier et al., 2013). Los granitos rojos y rocas asociadas (1400-1300 Ma) que intruyen el Complejo Gabro-Anortosítico del suroeste de Angola, pueden estar relacionadas a una etapa félsica asociada a los procesos magmáticos que originaron el Complejo Kunene.

El grupo de Granitos rojos y rocas asociadas (pórfidos graníticos rojos y sienitas) ocupan una región considerable del suroeste de Angola y noroeste de Namibia. La edad determinada para los granitos de la región de Ompupa y los del sur de Otjinjau es de 1407 ± 26 Ma y 1411 ± 24 Ma respectivamente. Al norte de Chitado, los pórfidos graníticos datan de 1302 ± 20 Ma mientras que el granito rojo de Matala da edades de 1338 ± 112 Ma (Carvalho et al., 2000).

La formación de Cahama-Otjinjau es discordante sobre los leucogranitos de Cahama y es intruida por granitos rojos que gradan a pórfidos graníticos rojos y oscuros en la zona de contacto al norte de Chitado. Considerando las evidencias de campo, esta formación es más antigua que el grupo Chela; de hecho la formación Cahama-Otjinjau es intruida por granitos rojos Kibarianos y pórfidos graníticos rojos (Carvalho et al., 2000), siendo éstos bloques dentro de conglomerados basales del grupo Chela.

El grupo Chela se sitúa entre 12°S y la frontera con Namibia y corresponde a rocas vulcano-sedimentarias y sedimentarias (tabla 1.3.1). Su edad está comprendida entre 1400 y 1100 Ma (Carvalho et al., 1987). La formación Leba-Tchamalindi se encuentra concordante sobre el grupo anterior, formada principalmente por calizas dolomíticas.

Se identifican diques y filones de gabros subofíticos y doleritas al sur de 12°S de edad 1200 Ma. Estas rocas intruyen en los granitos rojos de la región de Ompupa (16°S) de edad 1407 ± 26 Ma.

El complejo de Kunene de Namibia-Angola

Se trata de uno de los mayores macizos de anortositas del mundo, con una extensión de 18.000 km². Está formado por varias intrusiones de anortositas y leucotroctolitas. La parte correspondiente a Namibia está dominada por un domo de leucotroctolitas no alteradas oscuras con anortositas alteradas blancas. Las leucotroctolitas de Kunene son las troctolitas menos evolucionadas conocidas en el complejo con forsterita (59-77 % MgO) y plagioclasa (56-69% CaO). Los estudios isotópicos realizados para estas rocas muestran un escasa componente crustal (Maier et al., 2013). En la periferia del complejo se emplazan intrusiones de composición máfica-ultramáfica, como peridotitas, piroxenitas, gabros, troctolitas y anortositas. El complejo contiene depósitos de Ni-Cu-EGP en Ohamaremba, Oncocua y Omboku, ésta última, además, con un nivel de cromitita masiva. Los sulfuros se encuentran en intrusiones satélite de poco volumen en el complejo anortosítico-troctolítico, de forma análoga al complejo anortosítico de Voisey Bay (Terranova y Labrador, Canadá) (Maier et al., 2013).

El enriquecimiento relativo en MgO, Cr y Ni y las características isotópicas de O, Nd y S del magmatismo de Kunene, sugieren que los magmas primarios fueron predominantemente picritas o basaltos que derivaron del manto. El macizo se formó debido al ascenso de líquido de composición feldespática seguido por un líquido residual. Se formaron filones de troctolita en pulsos de magma posteriores dentro de plutones anortosíticos e intrusiones satélite de composición máfica y ultramáfica en la periferia de las anortositas. La naturaleza máfica y ultramáfica del magmatismo de Kunene se explica mediante surgencias sucesivas de material del manto que ascendieron por lineamientos translitoféricos en el margen sur del cratón del Congo. La duración del magmatismo fue de 140 Ma entre 1360 y 1220 Ma, aunque anortositas de Angola dan edades de 1470 ± 25 Ma extendiendo el magmatismo hasta 250 Ma (Maier et al., 2013).

1.3.3.4 Ciclo Pan-Africano (Neoproterozoico)

Los cinturones pan-africanos dieron lugar a la formación de parte del supercontinente Gondwana. Los estilos orogénicos son diversos: colisiones continentales, cierre de pequeños océanos o cinturones de acreción de arcos de islas y microcontinentes (Kröner & Stern, 2005).

Se distinguen dos tipos de cinturones: un tipo consiste en asociaciones neoproterozoicas supracrustales y magmáticas de origen juvenil (derivadas del manto), con una historia metamórfica y

estructural similar a los cinturones de acreción y colisiones que ocurren en el Fanerozoico. Éstos se encuentran en niveles medios y superiores de la corteza y están compuestos por ofiolitas, granitoides de subducción o colisión, asociaciones de arco o de margen continental pasivo, así como terranes alóctonos que permiten la reconstrucción de su evolución (Kröner & Stern, 2005). Otro tipo de cinturones contienen asociaciones deformadas de alto grado metamórfico, emplazados en niveles medios e inferiores de la corteza con un origen y evolución más compleja.

Los cinturones pan-africanos de Angola pertenecen al primer grupo descrito y afloran en la parte suroeste del país (figura 1.3.2). En esta zona, se produjo la intrusión de rocas básicas y granitoides de edad aproximada de 509 ± 26 Ma. Además se generó una intensa granitización y migmatización, proceso datado en 540 ± 15 Ma (Torquato, 1974).

Los depósitos metasedimentarios pan-Africanos se encuentran discordantes sobre los metasedimentos eburneanos de Lulumba y Uonde y sobre granitoides y gneises del noroeste de Angola. Constituyen el Supergrupo Congo Oeste que comprende los Grupos Terreiro, Alto Chiolango, Xisto-Calcário y Xisto-Gresoso (Stanton et al., 1963) con edad comprendida entre 1027 y 564 Ma (Cahen et al., 1978; Cahen et al., 1976). Algunos afloramientos de granitoides intruyen los granitoides poliorogénicos costeros, gneises y migmatitas entre $9^{\circ}30'S$ y la frontera con la República democrática del Congo. La unidad de granitos alcalinos y/o peralcalinos de Noqui aflora en ambos lados de la frontera, con edades de 752 Ma (Cahen et al., 1976), intruyendo también al Supergrupo Congo Oeste.

En el SW de Angola, cerca de la línea de costa, las rocas metasedimentarias pan-africanas constituyen el Supergrupo Damara (tabla 1.3.1) datado entre 1010 Ma y 509 Ma. Estos metasedimentos están compuestos por conglomerados, cuarcitas, anfíbolitas, mármoles, dolomitas y filitas (Kröner, 1982). Fueron metamorfizados por una intrusión granítica de edad 509 ± 15 Ma (Torquato, 1974).

1.3.4. EVOLUCIÓN DURANTE EL FANEROZOICO

En este periodo se producen grandes cuencas continentales y marinas debido a eventos tectónicos extensivos a gran escala. Entre estos eventos se registran dos procesos de colisión continental (Pereira et al., 2003). Una primera colisión entre Laurentia-Báltica con Gondwana durante el Devónico-Carbonífero que originó el ciclo Varisco desarrollado principalmente en Europa Central, en los Apalaches y en el Atlas. En el cratón del Congo es posible que se reactivaran estructuras pan-africanas antiguas. Una segunda colisión se dio en el Triásico entre Patagonia-Gondwana y generó tensiones en dirección estructural WNW-ESE y afectó la zona sur de la cuenca del Congo, en Angola.

1.3.4.1. Rifting, formación y evolución de cuencas marinas del Jurásico

Los episodios de rifting continental se iniciaron a partir del Jurásico. En este momento la cuenca del Congo presenta una tracción limitada, ruptura de la corteza además de magmatismo y volcanismo toleítico continental e interrupción de la sedimentación. El rifting continental en el Atlántico Sur y en Angola empieza en el Cretácico inferior antes del Aptiense (Pereira et al., 2003), evento simultáneo a los que generaron la apertura del Atlántico Norte.

Durante el rifting y apertura del Atlántico, aparecen cuencas marginales a partir de fallas periocéánicas con secuencias marinas discordantes sobre el basamento. La extensión continental generó horsts, grabens desde el actual Gabon hasta el sur de Angola en forma de zigzag (Liu et al., 2008) y se formaron las cuencas del Congo y de Cuanza. Éstas evolucionaron desde pequeños grabens y lagos hasta formar una subsidencia regional con depósitos lacustres. Éstos contienen grandes reservorios de hidrocarburos en secuencias de carbonatos del Cretácico inferior hasta en areniscas del

Neógeno (Saller et al., 2016). La evolución del rift y formación de cuencas marinas asociadas se detalla en la tabla 1.3.2.

En la etapa pre-rift África y América del Sur aún formaban parte del mismo continente. En ambos regiones se identifican rocas basálticas producto de la erupción de la pluma mantélica de Tristan, y seguidamente se formaron las cadenas volcánicas de Walvis y Rio Grand entre ambos continentes (Liu et al., 2008). La deposición en las cuencas generadas está dominada por arcillas, areniscas y conglomerados.

Tabla 1.3.2: Fases tectónicas y eventos estratigráficos principales en el margen pasivo continental del Oeste de África en la parte inferior de la cuenca del Congo (Liu et al., 2008).

Tiempo geológico			Edad	Eventos estratigráficos y tectónicos principales		Sistema deposicional		Fase tectónica		
						Hacia mar	Hacia costa			
Cuaternario	Pleistoceno		1.5	Halocinesis	Descenso nivel mar/regresión/ inclinación W	Continental		IV	Post – rift	
Neógeno	Plioceno		5							
	Mioceno		24		Aumento nivel mar/transgresión	Marino				
Paleógeno	Oligoceno		37		Gran descenso nivel mar/erosión/ inclinación W	Marino	Turbiditas continentales			
	Eoceno		58							
	Paleoceno		65		Descenso nivel mar/regresión/	Cuñas arenas continentales				
Cretácico	Maestrichtiense		74		Aumento nivel mar/transgresión	Lutitas marinas euxinicas profundas				
	Campaniense		84		Aumento nivel mar	Marino	Cuñas arenas continentales			
	Santoniense		87							
	Coniaciense		89							
	Turonense		91							
	Cenomaniense		97		Cinturón de Walvis activo permanentemente Subsidencia del continente	Carbonato marino somero	Red beds continentales			
	Albiense		113							
	Aptiense		119		Transgresión intermitente	Evaporitas/arenas		III	Transi - cional	
	Barremiense		124		Levantamiento/ erosión	-----		II	Sin-rift	
	Neocomiense	Hauteriviense	131		Lagos profundos euxínicos en el rift	Deltas fluviales/lutitas ricas en materia orgánica				
		Valanginiense	138		Rifting inicial/Volcanismo/erosión	Turbiditas lacustres				
		Berriasiense			144	Formación domos/coladas basálticas	Cuencas continentales someras		I	Pre-rift
Jurásico			Formación domos							

Seguidamente en la etapa sin-rift hasta final del Barremiense se formaron cuencas y lagos, donde se acumularon sedimentos lacustres ricos en materia orgánica. Estos depósitos dieron lugar a rocas madre propensas a la generación de hidrocarburos en condiciones subsidencia profunda (Saller et al., 2016). Durante el Aptiense, la apertura del Atlántico sur progresó y se depositaron secuencias de evaporitas en cuencas restringidas en la parte norte, que fueron de gran importancia para la exploración de hidrocarburos en la parte occidental de África (Liu et al., 2008).

La etapa post-rift, a partir del Albiense, se caracteriza por un cambio en el nivel eustático, levantamiento del continente africano, desarrollo de sedimentación costera y formación de turbiditas. Durante este periodo hubo una deposición de rocas carbonatadas someras en la plataforma marina y arcillas en las zonas más profundas del océano. En la cuenca de Cuanza durante el Albiense se emplazaron intrusiones alcalinas y peralcalinas y coladas de lava intercaladas entre unidades sedimentarias (Liu et al., 2008).

En este periodo empieza la actividad volcánica kimberlítica y carbonatítica en la cuenca del Congo; de forma simultánea, se produjo el relleno de las grandes depresiones además de una sucesión de ciclos de erosión/sedimentación. La secuencia continental que se originó contiene unidades diamantíferas conocidas como el grupo Cuango y Kalahari y depósitos aluviales recientes (Pereira et al., 2003).

1.3.4.2. Reactivación de antiguas estructuras. Corredor de Lucapa

Los materiales arcaicos del basamento del cratón del Congo muestran tendencias estructurales principales características de los ciclos precámbricos en Angola: direcciones WSW-ENE en los ciclos arcaicos; tendencias NW-SW correspondiente al Eburneano y direcciones N-S y NNW-SSE del ciclo Pan-Africano. Debido a la rígida reología de los bloques afectados durante la orogenia pan-africana, estas mismas estructuras juegan un papel importante en la fragmentación del cratón. Por ello, estas estructuras fueron reactivadas en los episodios tectónicos del Fanerozoico que actuaron sobre Gondwana y que culminaron en la posterior apertura del Atlántico sur.

Las estructuras más antiguas y las de mayor importancia siguen direcciones WSW-ENE y definen el graben de Lucapa, estructura que se extiende desde el río Cuanza hasta la República Democrática del Congo (figura 1.3.2). La edad del graben de Lucapa se relaciona al menos con el ciclo Pan-Africano, si bien su origen remoto podría ser más antiguo, ya que se preservan afloramientos correspondientes al Complejo de Charnokitas y del Grupo Dibaya (Pereira et al., 2003). Este graben tiene especial importancia debido a la intrusión, dentro del mismo, de kimberlitas y carbonatitas durante el Cretácico.

1.3.4.3. Cuencas continentales y grupo Karoo

Durante el Carbonífero y Pérmico el basamento fue cubierto por secuencias terrígenas continentales correspondientes al grupo Karoo y el grupo Continental Intercalar (Pereira et al., 2003). El grupo Karoo está formado por distintas cuencas sedimentarias, de edad similar y a lo largo del continente Gondwana (figura 1.3.3). El inicio de la sedimentación se dio durante el Carbonífero superior (300 Ma) y fue seguido por un gran evento de inversión tectónica a lo largo del margen sur del supercontinente, que dio lugar a la formación de Pangea. La sedimentación del grupo Karoo continuó hasta la ruptura del continente en el Jurásico Medio, cuando la acumulación de sedimento fue interrumpida por el emplazamiento de una gran provincia ígnea y extensión de basaltos toleíticos. La parte superior de la secuencia Karoo sufrió una fuerte erosión, de forma que sólo se preservan los sedimentos desde el Triásico al Jurásico medio (Catuneanu et al., 2005).

El supergrupo Karoo en la zona noreste de Angola está representado por las siguientes unidades litostratigráficas: a) grupo Lutôe (del Carbonífero al Pérmico), formado por conglomerados, tillitas, areniscas y pizarras negras de origen glacio-fluvial; b) grupo Cassange (del Pérmico al Jurásico), compuesto por calizas y areniscas con fósiles varios de origen lacustre y deltaico (Pereira et al., 2003). En el Jurásico medio aparecen también series de magmatismo y volcanismo toleítico continental. En zonas sin volcanismo se formaron secuencias fluviales-lacustres correspondientes al grupo Continental Intercalar. Éste se extiende en la región de Cassange (figura 1.3.2) y está formado por

lutitas con conglomerados, brechas con pasadas de areniscas rojizas en la base, arcosas caolinitizadas con areniscas y lutitas marrones y finalmente arcillas rojizas y areniscas al techo (Pereira et al., 2003). Estas secuencias están fuertemente segmentadas por los extensos eventos tectónicos relacionados con la apertura del Atlántico Sur. Se originaron fallas normales y grabens con dirección WSW-ENE que preservaron sedimentos pre-Cretácico. Algunas de éstas y algunos lineamientos y estructuras son heredadas de episodios tectónicos anteriores (Pereira et al., 2013).

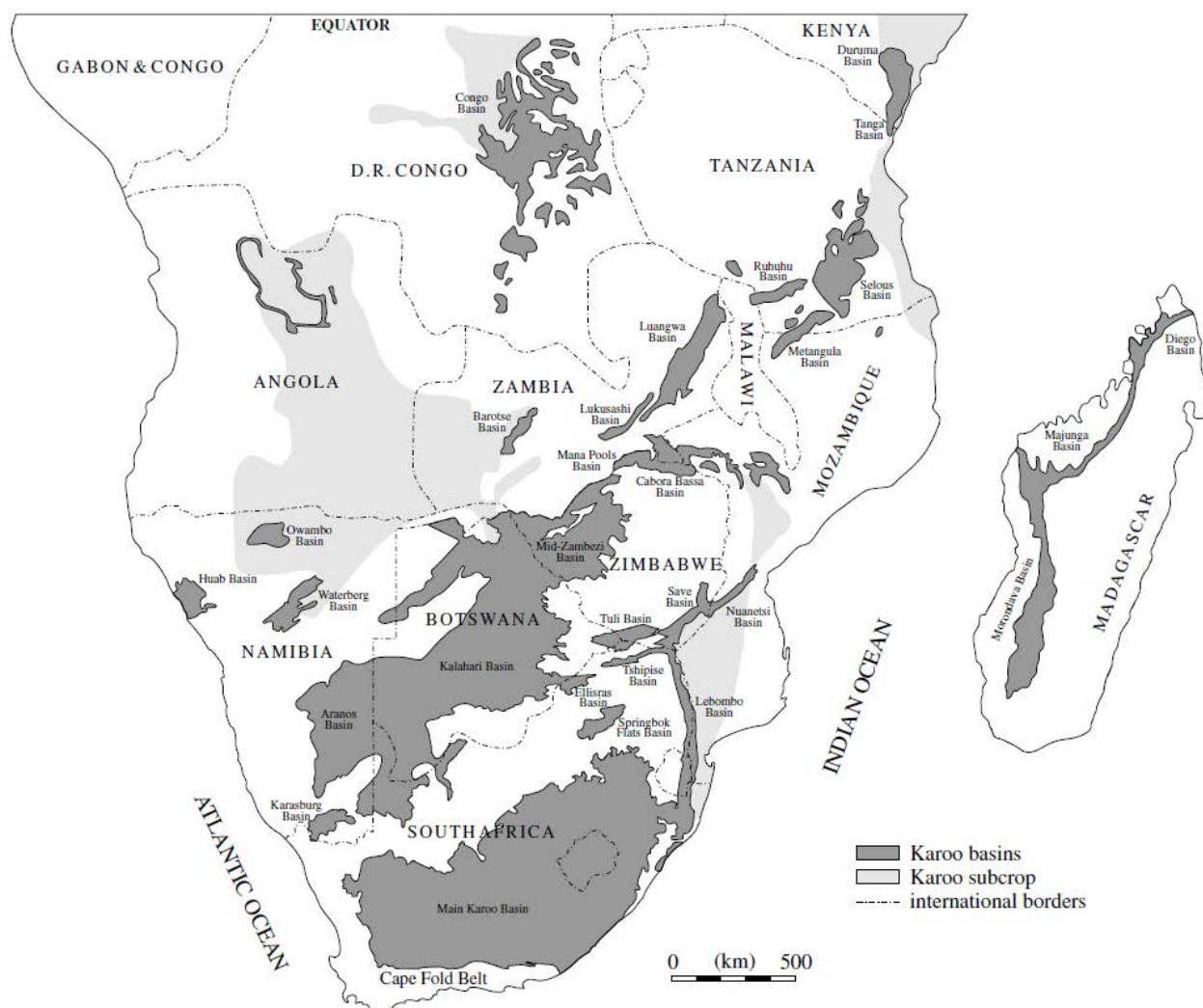


Figura 1.3.3: Distribución de las cuencas Karoo en el sur y centro del continente africano (Catuneanu et al., 2005).

1.3.4.4. Kimberlitas del Cretácico

En Angola se distinguen siete provincias kimberlíticas. Las cuatro principales son Lunda; región de los ríos Cucumbi, Caculo y Cuango; Cuenca del Cuanza y la región de los ríos de Cunene, Queve y Catumbela. Estas provincias están alineadas a lo largo de macroestructuras que tienen dirección NE-SW en el graben de Lucapa, mientras que las demás provincias están asociadas a fracturas NW-SE. Esto demuestra que la erupción de kimberlitas suele estar fuertemente ligada a factores estructurales.

En las provincias de la parte NE se localizan intrusiones de kimberlitas fosilizadas por la formación Calonda, secuencia de importancia económica ya que contiene diamante detrítico (Pereira et al., 2003; Robles-Cruz et al., 2012). Las kimberlitas presentan distintas facies petrográficas: porfídicas, brechas y brechas piroclásticas. Se presentan como diatremas o chimeneas, de morfología elíptica o circular, o irregular con dimensiones variables; las de Catoca, Camafuca-Camazambo,

Camutué, Camatchia-Camagico ocupan una extensa área. También son comunes los diques y sills que presentan dimensiones de hasta centenares de metros con estructura porfídica y xenocrístales (Pereira et al., 2003). Recientemente se han identificado kimberlitas en la parte central, en la provincia de Bié (Jelsma et al., 2013) encajadas en red beds del grupo Inkisi del supergrupo paleozoico de Congo Este.

1.3.4.5. Carbonatitas del Cretácico

Los complejos alcalinos y carbonatíticos cretácicos se ubican en la zona central y suroeste de Angola y NE de Namibia, en la estructura tectónica del Arco de Moçamedes. Se trata de una estructura de dirección NE-SW que se correlaciona con el Arco de Ponta Grossa y los complejos localizados en el sur de Brasil y este de Paraguay (figura 1.3.4). Conforman la provincia de Paraná-Angola-Namibia (PAN) (Comin-Chiaramonti et al., 2007). La formación de complejos alcalino-carbonatíticos en el oeste de África (Angola y Namibia) es contemporánea a otros eventos (Alberti et al., 1999):

- Magmatismo potásico en la parte más oriental de Paraguay
- Formación de complejos alcalinos-carbonatíticos en el Arco de Ponta Grossa y Anitápolis en el sur de Brasil
- Formación de coladas de basaltos toleíticos en el Cretácico inferior. Las extensas coladas de basaltos en la cuenca de Paraná y la costa sur de Brasil además de los pocos afloramientos de basaltos en la provincia de Etendeka, en Namibia se relacionan con la pluma de Tristan da Cunha asociada a la apertura del océano Atlántico (Ernst & Bell, 2011).

A grandes rasgos, las carbonatitas de Brasil varían desde calciocarbonatitas, magnesiocarbonatitas a ferrocronatitas, aunque raramente se encuentran los tres tipos en un mismo complejo. Las intrusiones de Angola muestran una variedad composicional mayor. Sin embargo las carbonatitas de Namibia corresponden a ferrocronatitas con escasas calciocarbonatitas y magnesiocarbonatitas (Comin-Chiaramonti et al., 2007).

Los complejos de la provincia PAN se dividen en tres subgrupos según su cronología: Cretácico inferior, Cretácico superior y Paleógeno (Comin-Chiaramonti et al., 2007):

- a) Cretácico inferior: Engloba los complejos alcalinos-carbonatíticos de Angola emplazados en el arco de Moçamedes (Bailundo, Longonjo, Coala, Tchivira – Bonga entre otros) y en la provincia de Namibe (Virulundo). En la parte NW de Namibia se conocen complejos en el cinturón de Damara. También se incluyen complejos del sur de Brasil y Paraguay en los lineamientos de Uruguay (complejos de Anitápolis y Sapucaí), Piquirí (Cerros Chiriguelo y Sarambí), Arco de Ponta Grossa (destacan los complejos de Jacupiranga, Barra do Itapirapua o Juquiá) y en Serra do Mar, al norte de Ponta Grossa (complejo de Itanhaem) (figura 1.3.4) (Comin-Chiaramonti et al., 2007).

En Angola y sur de Brasil las carbonatitas están asociadas a un magmatismo potásico de composición caracterizada por rocas evolucionadas de tipo traquifonolitas, fonolitas y equivalentes intrusivos correspondientes a sienitas con feldespatoides (Comin-Chiaramonti et al., 2007). Sólo en Brasil, las carbonatitas del Cretácico inferior y superior están relacionadas con rocas máficas como gabros y basaltos o ultramáficas como dunitas y clinopiroxenitas o foscoritas. Por otra parte, las carbonatitas de Namibia se relacionan con lamprófidos de afinidad potásica y sódica (Comin-Chiaramonti et al., 2007).

- b) Cretácico superior: Pertenecen los complejos alcalino-carbonatíticos de Brasil concentrados en el lineamiento de Iporá-Alto Paranaíba (Catalaõ I y II, Serra Negra, Araxá o Tapira), en

el Arco de Ponta Grossa (Mato Preto), lineamiento de Taiúva-Cabo Frio y en el lineamiento de Uruguay.

Las carbonatitas del sur de Brasil están asociadas a kimberlitas y kamafugitas además de rocas ultramáficas o foscóritas (Comin-Chiaramonti et al., 2007). En el sur de Namibia, se ha descrito el complejo intrusivo de Blue Hills con diques y sills de carbonatitas asociados a picritas (Kurszlaukis, 1999).

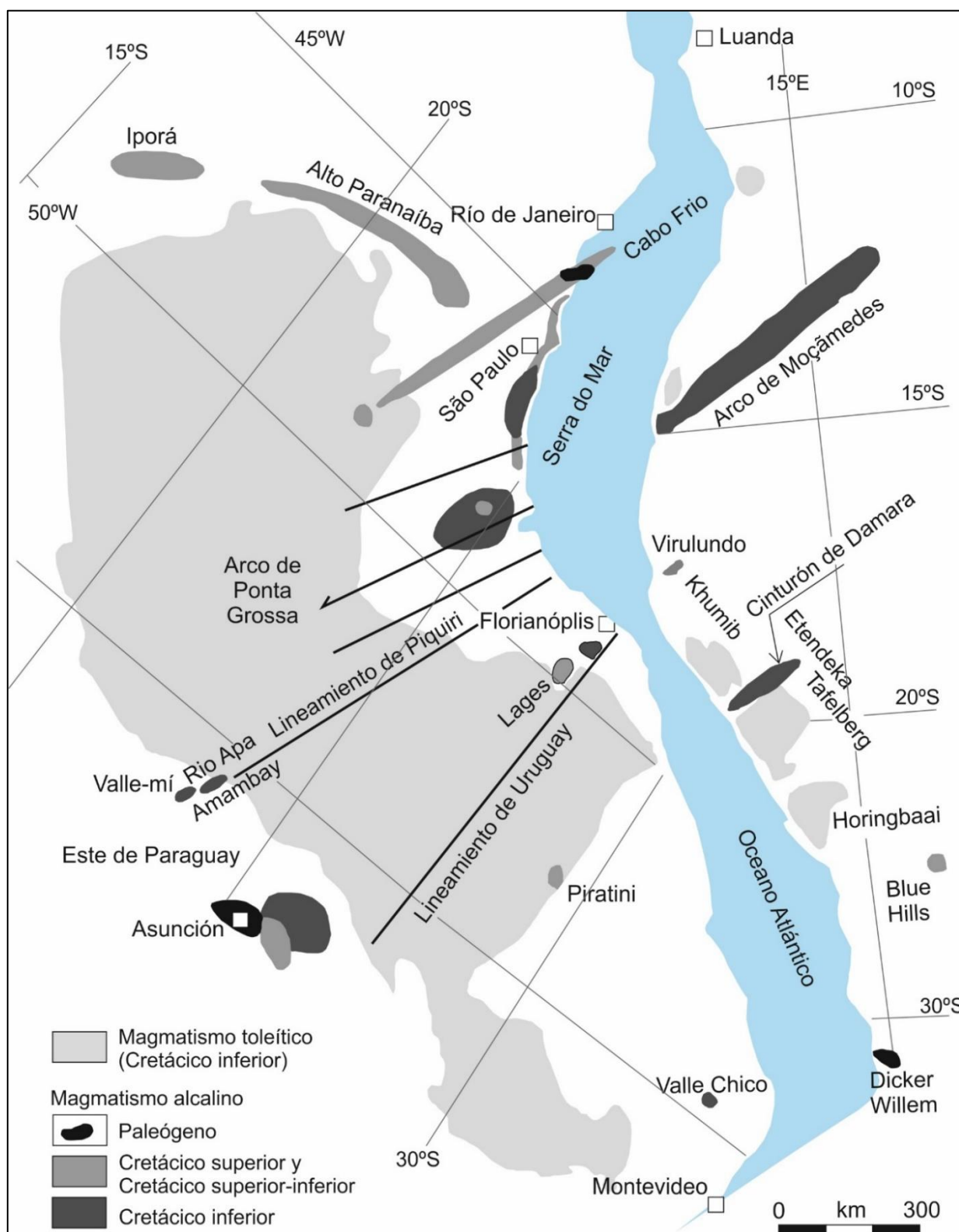


Figura 1.3.4: Distribución del magmatismo toleítico en la PAN, principales intrusiones carbonatíticas y lineaciones tectónicas. Modificado de Comin-Chiaramonti et al., (2007).

- c) Paleógeno: Los complejos paleógenos del sur de Brasil se distribuyen a lo largo del lineamiento Taiúva-Cabo Frio. En Paraguay se han documentado melananefelinitas paleógenas (Comin-Chiaramonti et al., 2007). En el SW Namibia se ha descrito el complejo carbonatítico de Dicker Willem del Eoceno asociado a rocas sódicas alcalinas tales como ijolitas ricas en melanita (Cooper & Reid, 1998).

1.3.4.6. Sedimentación desde el Cretácico a reciente

Durante los periodos del Campaniense – Maestrichtiense, debido al aumento global del nivel del mar se generó una transgresión generalizada de forma que las cuencas costeras del oeste de África estaban en condiciones de anoxia, depositando lutitas marinas ricas en materia orgánica (Liu et al., 2008).

Durante el lapso entre el Eoceno medio al Mioceno (sobre todo en el Oligoceno) hubo un descenso del nivel del mar y la erupción de la pluma mantélica de Afar (Este de África). Como resultado, se dio un levantamiento y erosión del oeste de África. Gran parte de sedimentos continentales fueron transportados hacia cuencas marinas de llanura abisal, formando abanicos profundos de turbiditas. En este punto se formaron depósitos evaporíticos de sal, diapiros y domos salinos formados por halocinesis (Liu et al., 2008).

1.4. OBJETIVOS DE LA TESIS DOCTORAL

Como se ha visto, en Angola afloran muchos ejemplos de complejos carbonatíticos en todos sus niveles de emplazamiento. Actualmente se encuentran bien documentados los tipos intrusivos plutónicos, hipoabisales y volcánicos, y se conoce bien la distribución de los elementos raros en estos ambientes. No obstante, quedan muchos problemas por resolver, entre ellos, los del comportamiento de los elementos raros durante los procesos volcánicos explosivos. Además, en los trabajos existentes se ha documentado la presencia de brechas de tipo lamprofíricos, pero de composición muy compleja y hasta ahora poco estudiados.

Así pues, el objetivo principal de la presente tesis doctoral es describir, caracterizar y comprender la distribución de elementos raros en las brechas carbonatíticas y aillikíticas de los complejos subvolcánicos de Bonga y Monte Verde (Angola).

Es de especial interés comprender en profundidad los procesos subvolcánicos que dan lugar a las brechas de composiciones complejas carbonatítico-lamprofíricas. Se trata de unidades que suelen concentrar minerales enriquecidos en elementos raros y de las cuales existen pocos estudios en complejos de Angola, tal y como ya se ha comentado en el apartado de antecedentes. Por este motivo se ha procedido a realizar el muestreo de campo en los dos complejos indicados, en tanto que representativos de este tipo.

En el caso de Bonga, se han estudiado muestras en algunos casos relativamente poco afectadas por alteraciones secundarias. Las brechas están formadas por fragmentos de roca (carbonatita y cuerpos de magnetita-apatito) juntamente con esferoides lamprofíricos cementados en una matriz de composición carbonatítica. Además, estas unidades contienen minerales enriquecidos en elementos raros (HFSE, Th, U y REE) en comparación con otras unidades del mismo complejo. Se pretende estudiar los procesos volcánicos que han originado estas unidades y conocer los mecanismos de distribución de elementos raros en las mismas.

Por otra parte, el complejo subvolcánico de Monte Verde y sus unidades se conocen solo a grandes rasgos. Este complejo contiene una unidad extensa de brechas carbonatíticas relacionadas directamente con rocas alcalinas y es por esta razón que se ha seleccionado y muestreado para su estudio. Será de especial importancia la caracterización petrográfica y geoquímica de las distintas unidades, especialmente de las brechas, para así realizar una evaluación de su potencial en concentrar elementos raros. Además se pretende conocer la evolución del complejo.

Así pues, para conseguir el objetivo principal de la tesis, se planteó el siguiente plan de trabajo:

- ✓ Caracterizar los fragmentos de roca y distintos tipos de lapilli peletal que conforman las brechas ígneas de Bonga. Para ello se realizará una comparación petrográfica y geoquímica de minerales comunes en los fragmentos y en la matriz. Se pretende realizar la secuencia paragenética y establecer los procesos volcánicos que han originado la unidad.
- ✓ Establecer la distribución y comportamiento de los elementos raros (HFSE, U, Th, REE) en las brechas carbonatíticas de Bonga. Para ello se estudiará principalmente la geoquímica de los minerales que los concentran y, muy especialmente, del pirocloro.
- ✓ Caracterizar la petrografía de detalle de cada una de las unidades que conforman el complejo de Monte Verde para establecer la secuencia paragenética y los procesos que lo han originado.
- ✓ Establecer la distribución y comportamiento de los elementos raros (HFSE, U, Th y REE) en los minerales del complejo de Monte Verde.
- ✓ Evaluar el potencial metalogenético de ambos macizos y el papel de las brechas en el conjunto.

1.5. METODOLOGÍA

1.5.1 MUESTREO Y CARTOGRAFÍA DE LAS CARBONATITAS ESTUDIADAS

El estudio de campo de la carbonatita de Bonga fue realizado en varias campañas de campo organizadas por el grupo de investigación y durante años anteriores, en las cuales, además de Bonga se cartografió y muestreó de forma paralela el complejo alcalino-carbonatítico de Tchivira. Una primera cartografía completa elaborada por nuestro equipo de ambos complejos se presenta en la tesis doctoral de Aurora Bambi (2015). En la última campaña de campo realizada en agosto de 2014 se muestreó en detalle la parte norte de la carbonatita de Bonga en donde se encuentran brechas carbonatíticas y diques ultramáficos que rodean la intrusión principal. Se seleccionó esta zona ya que gracias a las labores de exploración de una empresa minera china se abrió una galería que corta estas unidades hasta la fecha no estudiadas en detalle. La creación de esta mina ha proporcionado muestras frescas sin alteración meteórica importante.

Respecto a las carbonatitas de Monte Verde, se ha realizado la primera cartografía de detalle en la realización de esta tesis doctoral. Se obtuvo una primera aproximación de la geología de la zona con imágenes de satélite de Google Earth y con la ayuda de mapas ya realizados por Lapido-Loureiro (1973). La campaña realizada tuvo una duración de dos días en los que se delimitó la zona de estudio y se realizaron distintos itinerarios de forma perpendicular a las distintas estructuras y unidades. En paralelo, se realizó el muestreo. La carbonatita de Monte Verde forma parte de un complejo alcalino y se puede clasificar como de tipo subvolcánico debido a la presencia de brechas.

1.5.2 MÉTODOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA

1.5.2.1 Microscopia óptica de luz transmitida y reflejada

Las muestras obtenidas en Bonga y Monte Verde fueron seleccionadas y serradas para realizar láminas delgadas. Los cortes serrados se obtuvieron mediante una sierra diamantada de 30 cm de diámetro, alta velocidad y refrigerada con agua, ubicada en el Servei de Lámina Prima de la Universidad de Barcelona. De las brechas carbonatíticas y diques ultramáficos de Bonga se seleccionaron un total de 56 muestras representativas en base a las diferentes litologías observadas en esta parte dentro de la unidad de brechas carbonatíticas. 54 de éstas fueron enviadas a los servicios de lámina delgada de la Universidad de Leoben, Austria, mientras que las dos restantes se realizaron en la Universitat de Barcelona. De las muestras obtenidas en el complejo de Monte Verde se seleccionaron 76 como más relevantes correspondientes a carbonatitas, brechas y fenitas de distintas generaciones, además de rocas intrusivas y diques alcalinos. En este caso todas las láminas se realizaron en el Servei de Lámina Prima.

Las láminas delgadas realizadas tienen un grosor variable comprendido entre 30 y 90 micras. Con 90 micras las muestras pueden ser estudiadas mediante LA-ICP-MS. Ambos tipos de láminas han permitido realizar el estudio textural y mineralógico mediante microscopía de luz transmitida y reflejada. Así se ha obtenido la primera identificación de las fases minerales mayoritarias que componen las muestras, además de una caracterización textural. El estudio se ha realizado con el microscopio Nikon Eclipse LV100 Pol situado en el departamento de Mineralogía, Petrología y Geología Aplicada de la Facultat de Ciències de la Terra (UB). El microscopio tiene una cámara fotográfica acoplada con la que se han obtenido fotografías representativas de cada una de las muestras. Se han seleccionado y señalado las áreas de mayor interés para el estudio con microscopía electrónica.

1.5.2.2 Microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS)

Las muestras están formadas por una variedad mineralógica importante y el estudio de microscopía óptica, aunque imprescindible, no es suficiente para su detallada caracterización. Se han señalado las zonas de mayor interés y se han estudiado mediante el microscopio electrónico de barrido. Se ha identificado fases minoritarias y se ha realizado el estudio textural de detalle. Con esta técnica se ha obtenido imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y análisis cualitativos a partir del analizador de energías de rayos X (EDS). El equipo utilizado es un Quanta 200 FEI, XTE 325/D8395, situado en los Centres Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona. El haz de electrones tiene un diámetro de 1 micra por lo que se ha podido caracterizar minerales de tamaño superior o similar. La distancia de la muestra al detector es de 10 mm y las condiciones rutinarias de trabajo de 20 kV, intensidad 1 nA con alto vacío. Previamente, las muestras se han recubierto con una capa de carbono.

Posteriormente, una vez obtenido el análisis mineralógico y textural de cada muestra, se han seleccionado los minerales indicadores de las zonas más representativas para realizar análisis cuantitativos mediante la microsonda electrónica y estudiar la química mineral. La fase de microscopía electrónica de barrido ha sido la más extensa de la tesis debido a la variedad mineralógica y textural de las muestras.

1.5.2.3 Microsonda electrónica

Los análisis con microsonda electrónica corresponden a una de las partes principales de la tesis. La microsonda electrónica es similar a un microscopio electrónico y está diseñada para obtener análisis cuantitativos de las fases minerales seleccionadas. Se ha trabajado con la microsonda electrónica JEOL JXA-8230 de los Centres Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona, equipada con un espectrómetro EDS (como el microscopio electrónico de barrido) y cinco espectrómetros WDS. Éstos utilizan cristales analizadores para separar las radiaciones mediante la ley de Bragg y detectores de radiación que miden las intensidades de los rayos X emitidos por la muestra y se comparan con patrones de composición conocida.

Las láminas delgadas analizadas se han recubierto previamente con carbono. Los minerales han sido analizados con diferentes condiciones y los elementos han sido calibrados con patrones diferentes; todas las condiciones se detallan en la parte de anexos de la tesis, ésta en formato electrónico.

Pirocloro

Se han analizado minerales del grupo del pirocloro en un total de 12 muestras correspondientes a cuerpos intrusivos mixtos carbonatíticos-lamprofíricos de matriz carbonatítica de Bonga. En Monte Verde se han analizado 7 muestras de brechas de matriz alcalina y carbonatítica. Las condiciones de trabajo para realizar los análisis han sido de 20kV e intensidades de 14.4 nA. Los elementos seleccionados han sido F, Na, Mg, Si, Al, K, Ca, Ti, Fe, Sr, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Ta, Pb, Th y U.

Silicatos

En este grupo de minerales se incluye los siguientes minerales: flogopita, clorita, clinopiroxeno, olivino, melilita, serpentinas y filosilicatos secundarios (lizardita, talco, saponita), granate (serie andradita-schorlomita), anfíboles sódicos (ferrorichterita), tectosilicatos (feldespatos y feldespatoides), titanita, eudialita y sorosilicatos de Na-Ti-Zr-REE. Para su análisis se ha utilizado un voltaje de 20kV e intensidad de 14.7 nA. Se han analizado los elementos Si, Al, Ti, Zr, Nb, Ta, Ce, La, Nd, Pr, Sm, Gd, Y, Th, U, Fe, Mn, Mg, Ca, Sr, Ba, Na, K, Cl, F.

Olivino

Se ha analizado olivino presente en 6 muestras, de las cuales, 3 cuerpos alnöíticos y 3 aillikíticos. Se han analizado los productos de alteración de estos minerales a serpentina y/o talco.

Melilita

Se ha estudiado melilita sin alteración secundaria en 2 muestras de alnöítas. Representa el mineral mayoritario y por lo tanto su identificación y caracterización ha completado la clasificación y estudio de estas rocas. Además, la melilita se altera a saponita, filosilicato que se ha podido cuantificar en 1 muestra.

Eudialita y sorosilicatos de Na-Zr-Ti-REE

Se ha analizado un total de 4 muestras de traquita nefelínica de Monte Verde que presentan distintas generaciones de eudialita. Además en una sola muestra se ha determinado sorosilicatos de Na-Zr-Ti-REE del grupo de la rosenbuschita, mosandrita y rinkita.

Clinopiroxeno

En las 9 muestras analizadas correspondientes a alnöítas y aillikitas, el piroxeno forma fenocristales o como mineral de la matriz, así como xenolitos de flogopita – apatito – clinopiroxenos.

Anfíboles sódicos

Se han analizado anfíboles en 2 muestras de rocas de magnetita – apatito. También se encuentran como minerales secundarios pseudomorfizando la matriz aillikítica.

Micas

Se han analizado 12 muestras que contienen fenocristales de flogopita en las distintas facies que conforman los cuerpos intrusivos mixtos de Bonga. Además, también se ha obtenido resultados de las distintas generaciones de macrocristales y como láminas en la matriz de alnöítas y aillikitas. Cabe destacar la presencia de xenolitos de flogopita – apatito – clinopiroxenos. En aillikitas, la matriz se encuentra reemplazada por aspidolita secundaria.

Perovskita-Loparita

Se han analizado 3 muestras de alnöítas de Bonga que contienen fragmentos o segregaciones de carbonatitas con distintas generaciones de perovskita. En aillikitas este mineral está completamente alterado a TiO₂. Las condiciones de trabajo utilizadas son de 20kV e intensidad de 14.9 nA de intensidad. Los elementos analizados son Ca, Al, Si, K, Mg, Ti, Fe, Mn, Sr, Nb, Ta, La, Ce, Nd y Th.

Espinelas e ilmenita

Las condiciones de trabajo para el análisis de espinelas son de 20kV e intensidad de 14.8 nA. Este grupo abarca distintas series sólidas: desde espinela a cromita y magnetita a ulvöspinel. También se ha incluido ilmenita. Se han analizado fenocristales y componentes de la matriz carbonatítica y aillikítica, en fragmentos de rocas de magnetita – apatito y en cuerpos de alnöítas y aillikitas. De estas dos últimas se aprecian además inclusiones de espinelas en olivinos. Los elementos analizados han sido Mg, Al, Si, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Zr, Ni, Zn y Nb.

Apatito

Se han estudiado los minerales del grupo del apatito en rocas de magnetita – apatito, carbonatitas y en la matriz intersticial carbonatítica. Los elementos seleccionados son Si, Ce, La, F, Na, Mg, Fe, Mn, Ba, Ca, K, Cl, P. Se ha utilizado un voltaje de 20kV e intensidad de 10 nA.

Carbonatos y fosfatos de REE

Se han estudiado carbonatos de tierras raras, principalmente, en las brechas carbonatíticas y rocas alcalinas del complejo de Monte Verde. Los elementos seleccionados han sido: Si, Na, Fe, Mn, Ca, Ba, Sr, F, P, U, Th y las tierras raras Ce, La, Gd, Sm, Pr, Nd, Y. Para los carbonatos las condiciones de trabajo son de 20kV con una intensidad menor que los otros minerales, de 6.5 nA.

1.5.2.4 Espectrometría Raman

Esta técnica se ha empleado para completar la identificación de las fases más minoritarias, de tamaño de grano fino, y difícil separación. La técnica se basa en el efecto Raman que se produce cuando un haz de luz interacciona con la muestra. El método es muy rápido ya que no requiere preparación previa de la muestra y no es destructivo. En el análisis se han irradiado con el láser de 532 nm (franja de frecuencia de luz visible verde) las láminas delgadas directamente in situ, seleccionando las zonas mediante un microscopio óptico de luz reflejada acoplado al sistema. El espectrómetro utilizado es el LabramHR de los Centres Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona. Se ha obtenido el espectro Raman del mineral in situ y se ha realizado una comparación con el espectro teórico que se encuentra en la base de datos ruff.info y mediante el software LabSpec Raman Spectroscopy. Cabe destacar que el método tiene limitaciones debido a que algunos minerales no tienen aún el patrón en dicha base de datos. Los espectros Raman obtenidos han completado los datos de SEM-EDS y microsonda electrónica de algunas fases aún no determinadas. Se ha podido determinar la alteración de åkermanita y alumoåkermanita en la matriz de los fragmentos de alnöita presentes en las brechas de matriz aillikítica. También se ha caracterizado la alteración por talco y calcita en xenocristales de olivino en estas mismas brechas.

1.5.2.5. Difracción de rayos X mediante método de polvo

Se ha realizado la caracterización de dos muestras de alnöitas mediante la técnica de la difracción de rayos X para completar los datos ya obtenidos mediante microscopía electrónica, microsonda y espectroscopia Raman. Esta técnica se basa en las diferencias en el espectro de difracción de rayos X por la estructura de las diferentes fases minerales presentes; en algunos casos, se puede incluso cuantificar la proporción de cada una de las fases minerales en la muestra. Las muestras problema se han triturado en un molino de ágata hasta tener un tamaño de grano inferior a 50 micras. Se han introducido en el difractómetro PANalytical X'Pert PRO MPD Alpha1 en geometría de Bragg – Brentano $\theta/2\theta$ de 240 mm de radio y radiación Cu K α 1 ($\lambda = 1.5406 \text{ \AA}$) situado en los Centres Científics i Tecnològics de la Universitat de Barcelona. Las condiciones de trabajo han sido de 45 kV e intensidad de 40 mA.

Los espectros de difracción obtenidos se han tratado con el software X'pert Highscore plus, el cual identifica los picos determinados mediante la comparación con patrones. Además, se ha realizado una estimación semicuantitativa de las proporciones de cada fase.

1.5.2.6. Datación mediante U-Pb en apatito

Se ha llevado a cabo la datación de uranio-plomo en apatito mediante análisis de LA-ICP-MS in situ. El apatito es un mineral que presenta proporciones traza de U, Th y Pb radiogénico. Generalmente presenta una elevada cantidad de Pb inicial en su estructura en comparación con otras fases que también se utilizan para datar, por ejemplo zircón, monazita, baddeleyita o allanita (Chew et al., 2011; Thompson et al., 2016). En consecuencia, para la determinación de la edad se requieren de correcciones diversas o bien de métodos en los que no sea necesario medir la composición de Pb inicial. Se utiliza el diagrama o isócrona Tera – Wasserburg con la relación $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ en el eje de las x vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en las ordenadas. Para definir una correcta distribución lineal en el diagrama, se requieren de varios análisis de apatito cogenético que presenten una elevada dispersión de la relación Pb común/Pb radiogénico.

Para determinar la edad se ha utilizado el método de corrección ^{207}Pb . Esta corrección asume la concordancia inicial entre $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y sólo requiere la medida de las relaciones $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. La proyección de los datos no corregidos en el eje de las ordenadas ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) corresponde a la cantidad de Pb inicial. Este valor es necesario para obtener la edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ a partir de los valores $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ medidos y aplicando las ecuaciones establecidas (Chew et al., 2011; Chen y Simonnetti, 2013).

Los análisis se han hecho en la Universidad de Tasmania. Se ha utilizado un sistema de ablación laser Resonetics Resolution System 155 con láser Coherent Compex Pro 110 de 193 nm. El láser está acoplado a un ICP-MS Agilent quadrupole 7900 cs. Se ha analizado ^{31}P , ^{43}Ca , ^{56}Fe , ^{140}Ce , ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U .

Los diagramas U-Pb y las regresiones lineales correspondientes se han obtenido mediante el programa Isoplot (Ludwig, 2003). Finalmente, la edad final será la media de las edades corregidas mediante el método de corrección ^{207}Pb utilizando la intercepción con el eje de las y para estimar el Pb inicial.

Los estándares externos utilizados como referencia son: apatito de Otter Lake (Quebec), con una edad estimada de 913 ± 7 Ma (Barfod et al., 2005; Chew et al., 2011) y apatito de Acrópolis (Sudáfrica) con 1544 ± 8 Ma (Thompson et al., 2016).

CAPÍTULO 2

CUERPOS INTRUSIVOS MIXTOS DEL COMPLEJO

DE BONGA

2.1. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DE BONGA

2.1.1. INTRODUCCIÓN

El macizo de Bonga es un elemento geomorfológico importante en Angola a nivel de paisaje, puesto que su base se asienta sobre una penillanura (el planalto de Angola) que se encuentra ya aproximadamente a unos 1000 m sobre el nivel del mar. No obstante, la cota más alta de su núcleo, de forma troncocónica, se eleva a unos 2000 m sobre el nivel del mar, por lo que hay un desnivel de casi 1000 m entre la base y el techo, lo que convierte la montaña en muy difícilmente escalable (figura 2.1.1.1).

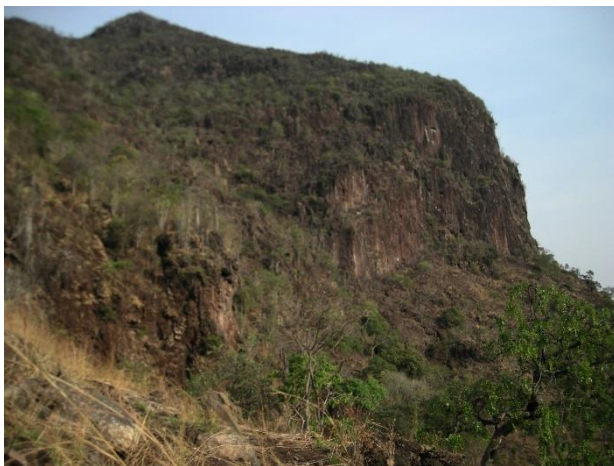


Figura. 2.1.1.1. Farallones que delimitan los bordes del plug de Bonga, con un desnivel de casi 1000 m sobre la penillanura circundante.



Figura 2.1.1.2. Entrada (cerrada) a la mina de Bonga, en la base de los acantilados que delimitan el plug.

La parte central del macizo es un enorme plug de sección casi circular de más de 2,5 km de diámetro, constituido exclusivamente por carbonatitas masivas. Los trabajos realizados por los geólogos portugueses en la zona en la época colonial (en los años 1960-70) fueron muy avanzados para ese tiempo, en el que todavía había un conocimiento general muy escaso sobre el significado de las carbonatitas. No obstante, las guerras libradas en Angola durante decenios cerraron la posibilidad de realizar estudios de campo, muchos de los cuales se realizaron durante este lapso a partir de muestras existentes en laboratorios.

De hecho, ya en plena época colonial se comprendió la importancia de la presencia de pirocloro, aunque se tenían pocos datos de su distribución. Con la llegada de la paz y, por consiguiente, la posibilidad de realizar estudios de campo, la tesis de Bambi (2015) enmarcó los grandes rasgos de la geología de la zona, pero quedaron precisamente por estudiar con mayor detalle las brechas ígneas.

De forma paralela a estos estudios científicos, empezaron a cristalizar los primeros intentos de exploración minera de la zona, enfocados sobre todo para el aprovechamiento del pirocloro. Así, se llegaron a realizar trabajos tácticos de exploración minera, concretados en la construcción de una galería de exploración por parte de una empresa china en la base del afloramiento troncocónico de Bonga. A esta galería se accedía por una pista de tierra desde el poblado de Bonga. La galería alcanzó unos 100 m de longitud, cortando diferentes tipos de brechas. Por desgracia, en el período en que se efectuó nuestro muestreo, durante la campaña de verano de 2014, la mina ya se encontraba cerrada y

tapiada (fig. 2.1.1.2). No obstante, pocos meses atrás Aurora Bambi sí que había podido efectuar un muestreo de interior cuando las labores estaban todavía en curso.

Así pues, estas muestras, conjuntamente con otras tomadas por nuestro equipo en el exterior de la mina de Bonga, fueron la base para la realización de este capítulo de la tesis.

Pese a las dificultades que hubo en la recepción de las muestras, se ha podido contar con material representativo de las rocas de la zona, aunque en el futuro deberá hacerse un muestreo de detalle para cartografiar con mayor precisión los diferentes tipos de litofacies.



Figura. 2.1.2.1. Mapa geográfico y político de Angola, con la situación de la zona de estudio.

2.1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE BONGA

El macizo de Bonga se localiza al SE del poblado de Bonga, un núcleo de cabañas dispersas de pocos centenares de habitantes al SE de la ciudad de Quilengues en la provincia de Huila, hacia el SE de Angola, a unos 600 km al S de Luanda y a unos 200 al SSE de Benguela (figura 2.1.2.1).

Se puede acceder a este poblado a partir de la carretera asfaltada de Benguela a Lubango, en buenas condiciones desde hace poco tiempo, una vez pasado el municipio de Quilengues. Desde la carretera hay que tomar caminos de tierra en peor estado, pero que por lo general pueden ser transitados durante todo el año; no obstante, algunos pasos en la época de lluvias son peligrosos, pues los puentes están destruidos. Los caminos que circunvalan el monte de Bonga y que interconectan diferentes poblados situados en sus vertientes están en peor situación.



Figura. 2.1.2.2. Mapa topográfico de la estructura de Bonga, redibujado a partir de Google Maps. Nótese el conjunto de cerros dispuestos de forma anular alrededor del núcleo masivo del plug.

Como se ha indicado, el macizo de Bonga (de unos 1900 m de altitud) consta de un plug central de forma troncocónica, y a su alrededor hay una serie de relieves de menor altura dispuestos en forma anular alrededor del macizo (fig. 2.1.2.2), que se corresponden con cuerpos de diques de carbonatitas o de brechas carbonatíticas encajados en los granitos fenitizados.

La zona puede ser fácilmente accesible durante la mayor parte del año, pudiéndose encontrar acomodo en el poblado de Bonga o en Quilengues, facilitados por las administraciones de ambos municipios.

El clima, tropical, ha favorecido vegetación escasa en la llanura, de tipo sabana, que se ve cruzada por arroyos intermitentes, activos sólo en época de lluvias, entre octubre y mayo. En numerosas zonas de la llanura se han instalado cultivos, especialmente maíz. En los montes e incluso en las laderas la vegetación es arbórea o herbácea más densa, lo que implica mayores peligros a la hora de circular por estos espacios.

Aunque existe una pista que lleva a la mina de Bonga, no hay caminos que suban al monte. El ascenso es muy peligroso y sólo puede efectuarse en compañía de guías muy expertos. En Bonga pueden encontrarse, a través del administrador local o el rey (llamado allí soba), cazadores de arco y flechas que conocen bien esta zona. El único camino factible está en el lado oeste.

La mayor parte de los afloramientos de la zona están muy carstificados y son de mala calidad. Por ello, la mina ha sido la única oportunidad de poder muestrear una litología muy compleja como la que va a describirse en esta memoria.

En los márgenes de los macizos de Tchivira y de Bonga abundan serpientes extremadamente venenosas, pero en el caso de Bonga el peligro parece disminuir puesto que hay una población grande de monos que depredan a las serpientes, por lo que el peligro es más reducido. En Tchivira abundan también los leopardos, pero el relieve extremo de Bonga no los favorece.

2.1.3. SITUACIÓN GEOLÓGICA DE BONGA

Tanto el macizo de Bonga como el vecino complejo de Tchivira, al SW de Bonga, forman parte de las manifestaciones carbonatíticas (y de las rocas alcalinas subsaturadas asociadas con las mismas) asociadas con la estructura tectónica de Lucapa en Angola. Como se recordará, esta megaestructura tectónica puede haberse originado por la reactivación de una estructura más antigua durante los movimientos que conllevaron la apertura del Atlántico sur ya desde el Jurásico, discurriendo de NW a SE a través de todo el conjunto de Angola. La estructura de Lucapa, por tanto, puede definirse a grandes rasgos como una zona extensional, posiblemente arcogénica, que no ha llegado a desarrollar un rift pero sí fosas tectónicas extensionales, que pueden haber controlado la sedimentación de las facies continentales detríticas del Mesozoico, y muy especialmente las del Jurásico superior y Cretácico. Estos depósitos sedimentarios mesozoicos están presentes en la zona de las Lundas, faltando, quizás por erosión, en las zonas del SW de la estructura de Lucapa, de modo que en Bonga no hay rastro de las mismas.

A su vez, estas zonas extensionales han favorecido el emplazamiento de magmas de origen mantélico muy profundo, como las kimberlitas y las carbonatitas. Por ello, en la estructura de Lucapa se concentra la inmensa mayoría de las kimberlitas de Angola (al NE y en el centro de la estructura, especialmente en las provincias de las Lundas y en Bié) y de las carbonatitas y/o de rocas subsaturadas alcalinas (hacia el SW de la estructura, en las provincias de Benguela, Huila, Huambo, Namibe y Cunene). Así pues, la estructura de Lucapa es un dominio metalogénico de primer orden en el conjunto del África Austral.

De este modo, en la zona más al SE de la estructura de Lucapa se encuentran varias decenas de cuerpos carbonatíticos o alcalino-carbonatíticos de dimensiones que pueden catalogarse entre los más grandes del mundo, como los de Tchivira, Bonga, Bailundo, Longonjo o Virulundo. Bonga es el plug carbonatítico de mayores dimensiones de entre todos estos afloramientos, pero hay estructuras que tomadas en conjunto si se tienen en cuenta los complejos de diques anulares pueden ser todavía de mayores dimensiones. Sea como sea, incluso en el caso de otros complejos que son de dimensiones

mucho menores, tampoco puede ser desdeñada su potencial importancia económica, como se verá más adelante.

El nivel de emplazamiento de los complejos alcalino-carbonatíticos es muy variable, pudiendo ser cuerpos plutónicos, cuerpos subvolcánicos o incluso manifestaciones volcánicas, con depósitos de lavas o de piroclastos. Bonga, aunque es un macizo subvolcánico, representa posiblemente unos niveles de emplazamiento algo más someros que los de su vecina Tchivira, lo que parece sugerir que haya fallas normales entre ambos macizos, ocultas por la vegetación que cubre la sabana y por los suelos sobre los que aquélla se asienta.

La edad de todas estas rocas alcalinas y carbonatíticas ha sido tradicionalmente atribuida al Cretácico Inferior, como lo atestiguarían la mayor parte de dataciones efectuadas, pero en los últimos tiempos algunas lavas, como las de la zona de Catanda, han revelado que se han emplazado en edades subactuales (Campeny et al., 2016), lo que implica que puede haber fenómenos extensionales todavía en vigor. Es incluso posible que el trazado de algunos cursos fluviales actuales esté condicionado por el movimiento reciente de algunos de estos sistemas de fallas, que pueden ser además los responsables de la actividad sísmica que se da actualmente en algunas regiones de la zona de Lucapa (Campeny, 2016). En el caso de Bonga se ha querido datar el macizo para asegurar este extremo.

Las fallas directores de estas estructuras se instalan en basamentos del Precámbrico, fuertemente metamorfizados y con una intensa granitización. En el caso de las Lundas, en el centro del cratón, estas fracturas y las kimberlitas cortan a los materiales del Arcaico, mientras que en el sector SW en general y en la zona de Bonga-Tchivira en particular, las fallas y las rocas alcalinas o carbonatitas asociadas se emplazan en los materiales granitizados de edad Eburneana (gneises, migmatitas, granitos y pegmatitas). Por consiguiente, en conjunto todas estas carbonatitas y las rocas alcalinas asociadas (o las kimberlitas) encajan en rocas graníticas o gneísicas de edad Precámbrico, por lo que en proximidad a los intrusivos alcalinos se desarrolla una fuerte fenitización que reemplaza a los granitoides o gneises.

De este modo, en la zona estudiada pueden distinguirse a grandes rasgos dos elementos geológicos principales: el basamento granítico eburneana y los intrusivos mesozoicos, en un contexto determinado por las fallas principales NE-SW de tipo Lucapa y otras de dirección NNW-SSE (fig. 2.1.3.1).

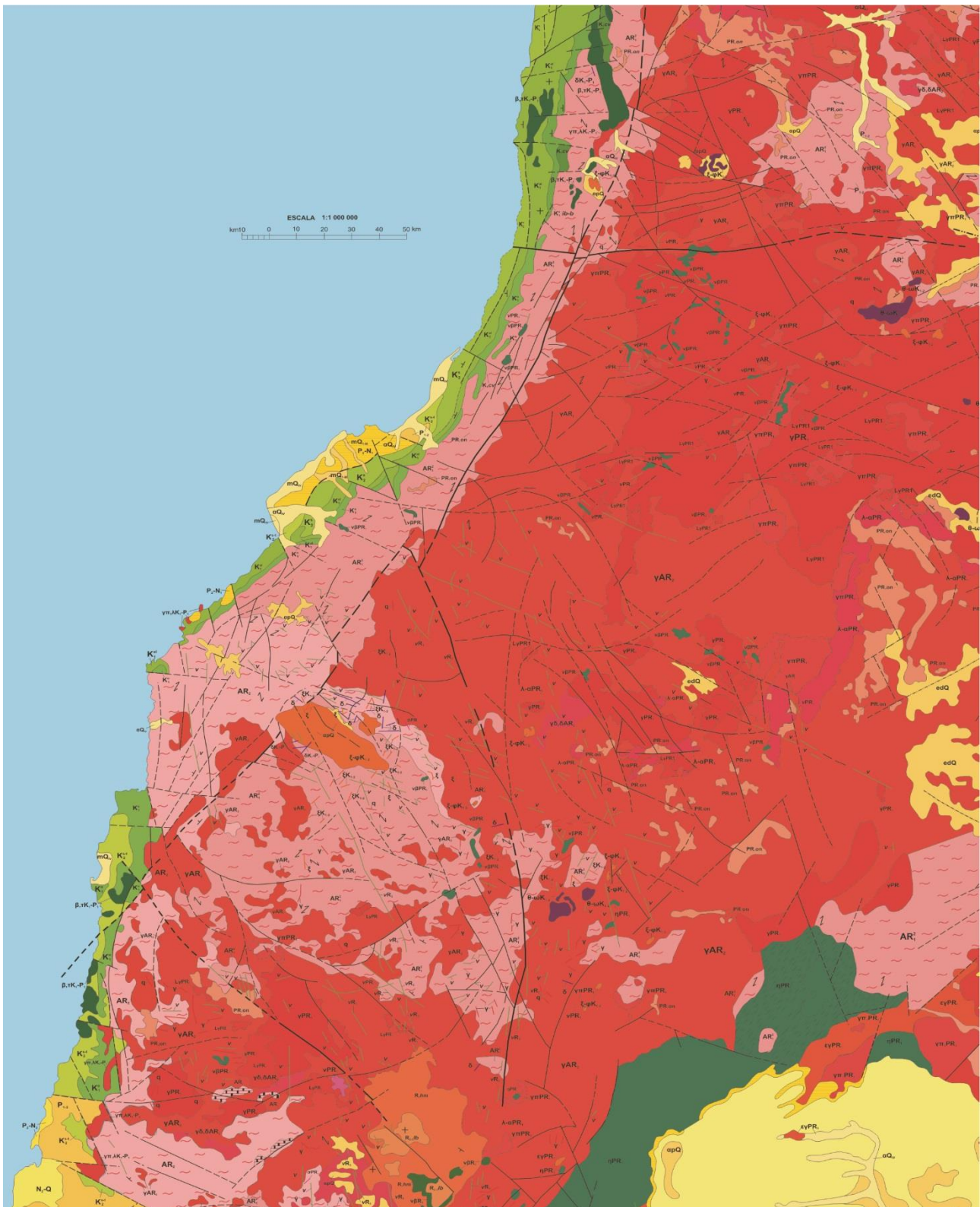


Figura. 2.1.3.1. Mapa estructural de la parte occidental de la estructura de Lucapa. Adaptado del mapa geológico de Angola de Araújo et al. (1988). Para la leyenda, véase la página siguiente.

[illegible]

Figura. 2.1.3.1 (continuación). Leyenda del mapa de la página anterior.

2.2. ESTRUCTURA DEL COMPLEJO DE BONGA

2.2.1 INTRODUCCIÓN

El complejo carbonatítico de Bonga se encuentra al NW de la provincia de Huila y forma parte del complejo poligenético de Tchivira-Bonga (figura 2.2.1). Sus unidades dan lugar a un macizo que presenta un relieve elevado, el cual sobresale hasta 1000 metros por encima de la llanura (figura 2.2.2, 2.2.3).

Como el complejo de Tchivira (10 km al SW), el macizo carbonatítico de Bonga se encaja en granitos de edad arcaica, los cuales están ligeramente menos afectados por los correspondientes procesos de fenitización que en el caso de Tchivira, donde afectan mayores extensiones y tienen intensidades más altas (Bambi, 2015).

A grandes rasgos, en el macizo carbonatítico de Bonga se distinguen las siguientes unidades principales:

a) Una unidad que constituye el centro del complejo, de composición esencialmente calciocarbonatítica aunque con ferrocarbonatitas en la parte central. Presenta forma de plug, con afloramiento troncocónico.

b) Una envuelta de diques anulares de calciocarbonatitas, brechas carbonatítica y cuerpos intrusivos mixtos carbonatíticos – lamprofíricos, que se disponen con una distribución concéntrica alrededor del plug central carbonatítico (figura 2.2.2 y 2.2.7).

c) Distintos sistemas de diques de rocas alcalinas, aunque escasos y de menor entidad, que cortan a la intrusión (Bambi, 2015).

2.2.2. CALCIOCARBONATITA MASIVA CENTRAL

La unidad de calciocarbonatita está formada por rocas masivas y voluminosas de alta resistencia a la erosión, que conforman los escarpes principales (figura 2.2.4 y 2.2.5). Presentan una textura fanerítica, con tamaño de grano milimétrico, compuesta principalmente por calcita con menor proporción de apatito, magnetita, pirocloro, sulfuros (pirita, calcopirita, esfalerita) y flogopita como minerales secundarios. Presentan un aspecto parecido a las calizas micríticas o mármoles. Describen un bandeado ígneo penetrativo que puede ser muy penetrativo (figura 2.2.8) con niveles desde milimétricos a decimétricos definidos por la distribución de magnetita o apatito y, en menor medida, de flogopita, pirita o pirocloro. Se pueden identificar texturas de flujo magmático (figura 2.2.9) (Bambi, 2015).

La calciocarbonatita masiva está afectada por procesos hidrotermales que generan abundantes filoncillos rellenos de secundarios como cuarzo, barita y carbonatos. A su alrededor cristalizan ankerita o dolomita secundarias como productos de procesos de alteración hidrotermal que reemplazan a la roca (Bambi, 2015).

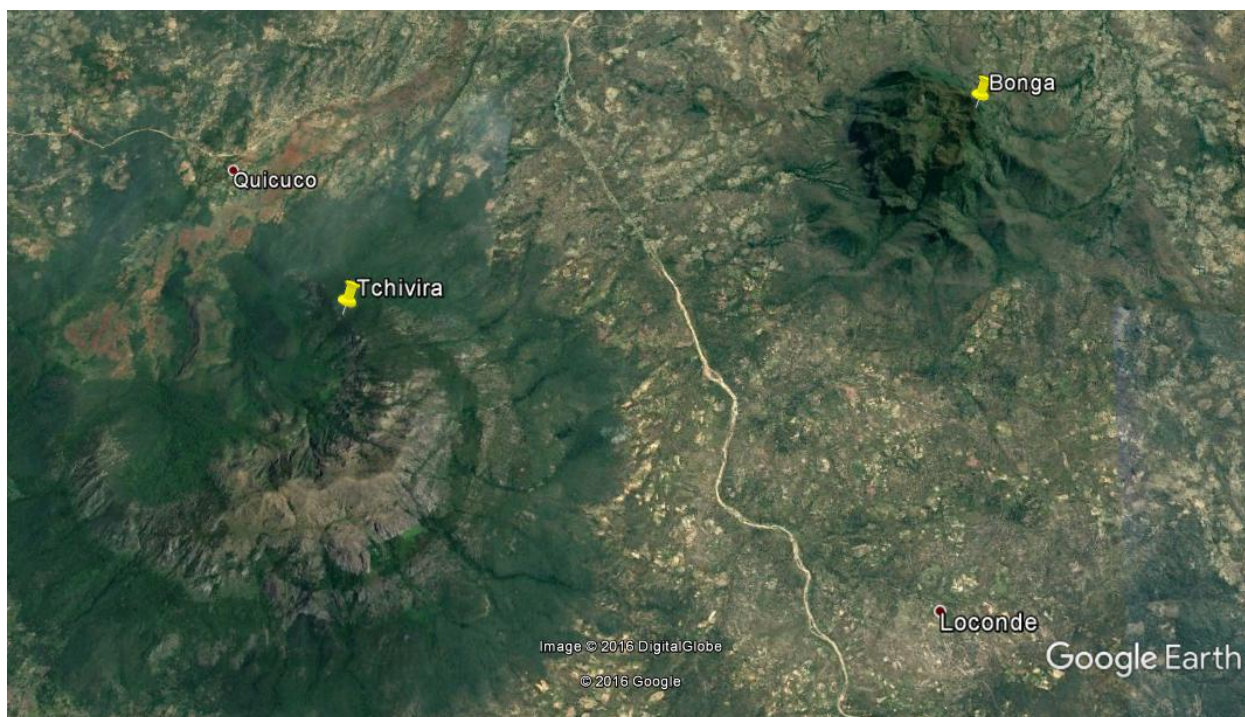


Figura 2.2.1. Imagen de foto satélite del complejo alcalino-carbonatítico de Tchivira (cerca de la misión de Quicuco) y el carbonatítico de Bonga (Google Earth 2017) en la penillanura desarrollada sobre los granitoides del Precámbrico, muy fenitizados en las proximidades de ambos intrusivos. Ambas intrusiones están separadas por poco menos de 10 km de distancia.

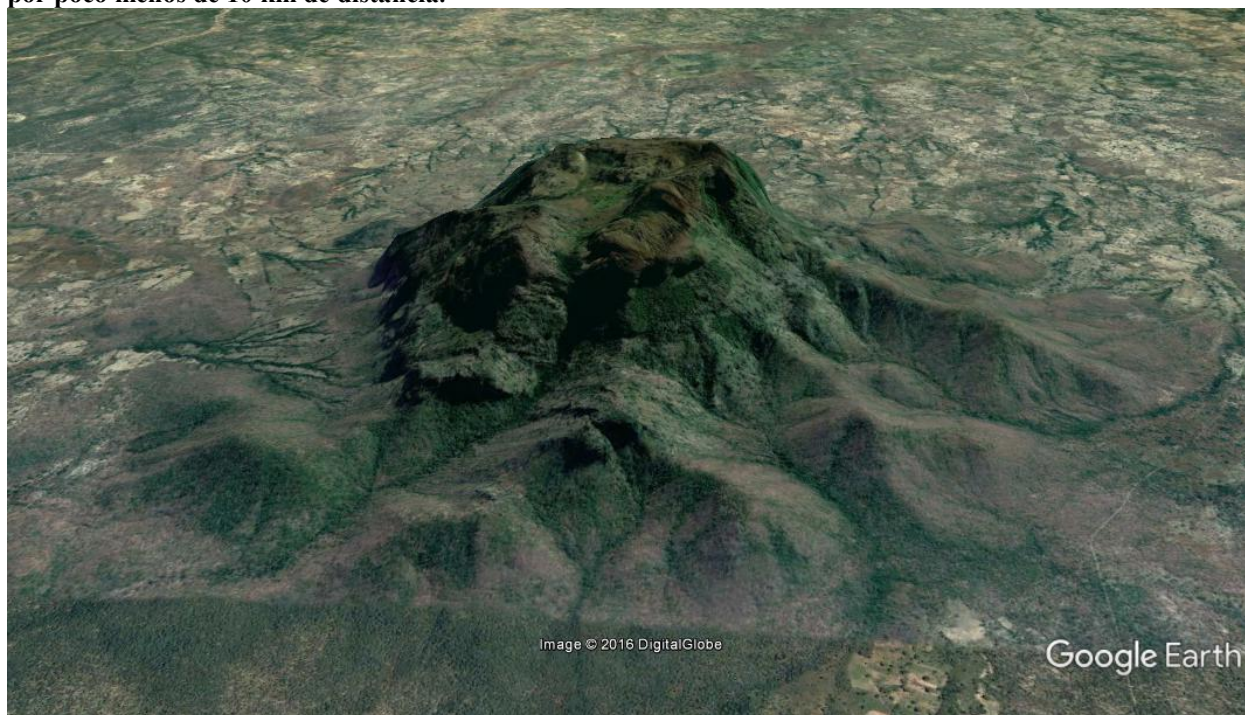


Figura 2.2.2. Imagen por fotosatélite 3-D de la carbonatita de Bonga extraída de GoogleEarth 2016. Se identifica el plug central carbonatítico, que destaca por su mayor resistencia a la erosión respecto a los granitoides que afloran en la penillanura circundante, aunque se aprecia en la cima una pequeña depresión formada por la unidad de carbonatita ankerítica (más alterable) en el centro del complejo. Las pequeñas colinas dispuestas alrededor de la intrusión troncocónica principal corresponden a brechas carbonatíticas y diques de calciocarbonatitas anulares encajados en los granitos fenitizados. Estos diques son especialmente más comunes hacia la parte más exterior. Nótese que el relieve definido por el plug es muy abrupto.



Figura 2.2.3. Vista general de la intrusión en forma de plug de la unidad central calciocarbonatítica de Bonga. Destaca el relieve de la intrusión principal, con cerros a los lados que se corresponden con el anillo de diques de calciocarbonatitas y brechas carbonatíticas o aillikíticas, con sus correspondientes fenitas desarrolladas sobre los granitoides de la penillanura.



Figura 2.2.4. Detalle de escarpes de calciocarbonatitas en el borde del plug en la parte norte del complejo, cerca de la mina Bonga.

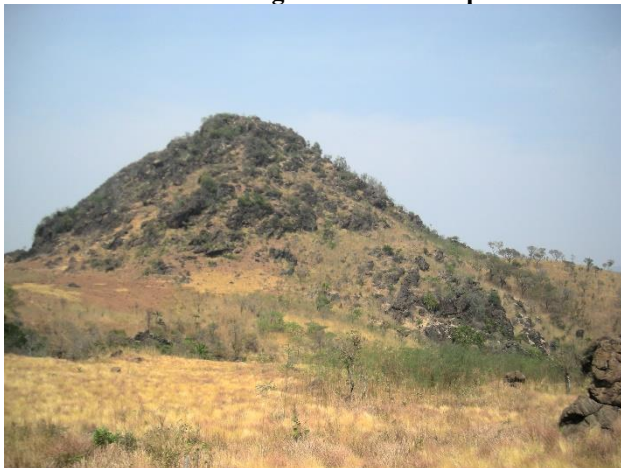


Figura 2.2.5. Relieves en la parte central de la unidad principal de calciocarbonatita masiva del macizo carbonatítico de Bonga.



Figura 2.2.6. Vista panorámica del macizo de Bonga desde dentro de la depresión excavada en las carbonatitas ankeríticas de la cima del monte de Bonga (zona más llana, cubierta por vegetación). Los relieves que se ven al fondo corresponden a las calciocarbonatitas del borde de la intrusión.

2.2.3. DIQUES ANULARES DE CALCIOCARBONATITA

La unidad de calciocarbonatita masiva está rodeada por diques anulares de calciocarbonatita (figura 2.2.2, 2.2.7). Están encajados en granitos arcaicos encajantes y tienen grosores variables desde 10 hasta 100 m; en el campo se aprecia que su buzamiento es casi vertical (Bambi, 2015). En estos diques predomina la calcita de tamaño de grano centimétrico, acompañada a grandes rasgos por los mismos minerales accesorios que en las calciocarbonatitas masivas, aunque en muchos de los diques anulares estos minerales se encuentran en proporciones muchísimo más elevadas. Por otra parte, en los diques anulares los minerales accesorios son de grano grueso, morfología euédrica y pueden disponerse configurando bandas. Aunque no siempre se ha podido observarlo, este bandeo de origen magmático es de anchura milimétrica a decimétrica, y viene definido por la disposición planar de los cristales de apatito, magnetita, pirocloro o flogopita. Las proporciones más elevadas de pirocloro en estas rocas suelen correlacionarse con concentraciones también más importantes de fluorapatito y de magnetita (Bambi, 2015).

2.2.5. BRECHAS CARBONATÍTICAS

Alrededor de la calciocarbonatita principal se emplaza una unidad de brechas carbonatíticas de morfología anular de hasta 100 m de anchura. La apertura de una mina en el flanco norte de la carbonatita (figura 2.2.11, 2.2.12, 2.2.13) ha permitido el estudio de muestras relativamente frescas no afectadas por procesos supergénicos. Según su composición se distinguen tres tipos de brechas magmáticas (Bambi, 2015).

Un primer grupo de brechas, que son las más comunes en las posiciones cercanas a los contactos con el encajante, están compuestas por fragmentos angulosos de tamaño muy variable de los granitos encajantes fuertemente fenitizados (figura 2.2.10).



Figura 2.2.8. Carbonatita calcítica masiva con bandeo composicional milimétrico y fracturación de la roca.



Figura 2.2.9: Carbonatita masiva con bandeo ígneo plegado.



Figura 2.2.10. Brecha carbonatítica con fragmentos de granitoides fenitizados entre una matriz carbonatítica.



Figura 2.2.11. Entrada de la mina Bonga en el flanco norte de la intrusión, entre la unidad de brechas carbonatíticas y la calciocarbonatita principal.



Figura 2.2.12. Escombrera principal cerca de la entrada de la mina Bonga, en el flanco norte de la intrusión.



Figura 2.2.13. Aspecto de las brechas carbonatíticas en la entrada de la mina Bonga al norte de la intrusión. Presentan una tonalidad blanca-rosada debido a los procesos de fenitización que afectan la roca.



Figura 2.2.14. Aspecto de las brechas en el interior de la mina. Se aprecian clastos de centimétricos a decimétricos de calciocarbonatitas en una matriz dolomítica de tono más oscuro.



Figura 2.2.15. Brechas carbonatíticas con fragmentos de calciocarbonatita de tono blanco, decamétricos entre la matriz rica en dolomita con color más oscuro.



Figura 2.2.16. Detalle de fragmentos de carbonatita en una matriz rica en dolomita de color gris oscuro.



Figura 2.2.17. Detalle de fragmentos de calciocarbonatitas de tono blanco debido a la abundancia de calcita. Estos fragmentos forman las brechas carbonatíticas.



Figura 2.2.18. Detalle de una muestra de brecha con fragmentos decimétricos de calciocarbonatita en una matriz rica en dolomita, de tono gris oscuro.

Éstos presentan feldespato potásico, anfíboles, epidota, calcita y clorita, sin cuarzo. Están diseminados en una matriz calciocarbonatítica que presenta una pequeña proporción de fluorita, apatito, magnetita y pirocloro.

Un segundo tipo corresponde a una brecha soportada por los granos compuesta por fragmentos angulosos de tamaño variable de calciocarbonatitas y menos granitos fenitizados (figura, 2.2.14, 2.2.15, 2.2.16, 2.2.16 y 2.2.18). La matriz es de carbonatita dolomítica rica en apatito, magnetita y pirocloro con menores proporciones de sulfuros. Este grupo de brechas se localiza en la zona más interna del anillo de brechas carbonatíticas.

2.2.6. CUERPOS INTRUSIVOS MIXTOS CARBONATÍTICO – LAMPROFÍRICOS

Se han identificado cuerpos formados por fragmentos de calciocarbonatitas angulosos (figura 2.2.19 y 2.2.20), fragmentos de rocas de magnetita-apatito con abundante pirocloro (figura 2.2.21 y 2.2.22) y fragmentos centimétricos de morfología redondeada con textura interna compleja y

composición muy diversa. Éstos se encuentran envueltos por una matriz de tono oscuro que puede tener una composición carbonatítica y aillikítica. Estos elementos pueden estar pseudomorfizados por ankerita y dolomita secundaria en diferentes grados. Este grupo se ha estudiado detalladamente en el apartado siguiente y su formación es objetivo de esta tesis.



Figura 2.2.19. Cuerpos intrusivos mixtos carbonatítico-lamprofiricos. Esferoides de aillikita en una matriz carbonatítica, fragmentos angulosos de carbonatitas.



Figura 2.2.20. Cuerpos intrusivos mixtos carbonatítico-lamprofiricos. Esferoides de aillikita entre una matriz carbonatítica, fragmentos de carbonatitas de tono rosado.



Figura 2.2.21. Cuerpos intrusivos carbonatítico-lamprofiricos. BG-5 con fragmentos subesféricos y calciocarbonatita.



Figura 2.2.22. Cuerpos intrusivos mixtos carbonatítico-lamprofiricos. BG-3 con fragmentos de lamprófidulos ultramáficos y calciocarbonatitas (tono blanco).

2.2.7. BRECHAS NO CARBONATÍTICAS

Se identifican afloramientos de brechas de aillikitas que intruyen la parte externa de la unidad intrusiva principal, en región este y norte del complejo. Su textura inequigranular está descrita por fragmentos de calciocarbonatita sin alterar indicativas de que su origen es posterior a la formación de la intrusión carbonatítica. La matriz contiene flogopita, olivino, piroxeno, calcita, ilmenita y cromita de tamaño entre milimétrico y centimétrico. No presentan mineralizaciones de elementos raros (figura 2.2.23).

En dirección NW de la intrusión a unos 5 km, se han identificado afloramientos de brechas diatrémicas (figura 2.2.24) formadas fragmentos subangulosos de granitos fenitizados de tonalidad rosada y con carbonatitas y algunos fragmentos de grano muy fino que pueden corresponder a lapilli peletal, envueltos por una matriz que no es carbonatada. Esta roca no contiene mineralización (Bambi, 2015).



Figura 2.2.23. Muestra de brecha no carbonatítica (muestra B12-b10) que aflora en la parte oeste del complejo.



Figura 2.2.24. Brecha diatrémica situada a unos 5 km al NW del complejo de Bonga.

2.2.8. DIQUES

Las unidades centrales del complejo están cortadas por diques de traquitas con dirección N-SW (figura 2.2.7) que pueden llegar a alcanzar grosores decamétricos. En las partes externas del complejo además se han identificado diques entre decimétricos a decamétricos de tonalidad oscura de diques alcalinos y básicos. Se han determinado basaltos formados por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita con una matriz de grano fino con la misma composición. Algunos diques de basaltos pueden contener una proporción variable de vidrio (Bambi, 2015).

También se aprecian diques de diabasa con textura holocristalina ofítica compuestos por plagioclasa, clinopiroxeno y apatito.

2.2.9. COLUVIONES Y PLACERES

La presencia de escarpes pronunciados formados por cuerpos de calciocarbonatitas o brechas carbonatíticas da lugar a depósitos de coluviones localizados en los márgenes del macizo. Están formados por bloques de rocas de tamaño variable en una matriz de grano fino. El tamaño de grano será más fino hacia las partes más externas del complejo.

Presentan un enriquecimiento en minerales de Fe y concentraciones destacables de pirocloro, apatito, magnetita o barita. Debido a que el carbonato es bastante más soluble en agua que los minerales anteriormente citados, el carbonato se elimina y restan concentrados minerales menos solubles como pirocloro, magnetita, apatito, flogopita, barita o carbonatos de tierras raras. Se concentran como granos sueltos, dando lugar a placeres en la base de los escarpes del macizo, en coluviones o en materiales aluviales (Bambi, 2015).

2.3. PETROGRAFÍA DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS MIXTOS DE MATRIZ CARBONATÍTICA DE BONGA

2.3.1. INTRODUCCIÓN

Los cuerpos intrusivos mixtos de matriz carbonatítica se encuentran constituidos por las siguientes facies o unidades (figura 2.3.1): a) fragmentos de carbonatita plutónica; b) fragmentos de roca de magnetita-apatito; c) cuerpos esferoidales de aillikita; d) fragmentos de roca metasomatizada magnésica, e) matriz intersticial de composición calciocarbonatítica.

El conjunto está localmente cortado por vetillas de grosor milimétrico o menor, rellenas con carbonatos tardíos, dolomita en primera instancia y ankerita finalmente. El contacto de las vetas con la roca es neto, y delimitan una fracturación de tipo hidráulico, si bien las vetas generan dolomitizaciones y ankeritizaciones en todas y cada una de las unidades atravesadas, además de generar algunos tipos de alteraciones específicas de cada zona reemplazada, por lo que se describirán en cada una de estas zonas (fig. 2.3.1).

En los apartados que vienen a continuación se describirá por separado cada una de estas unidades.

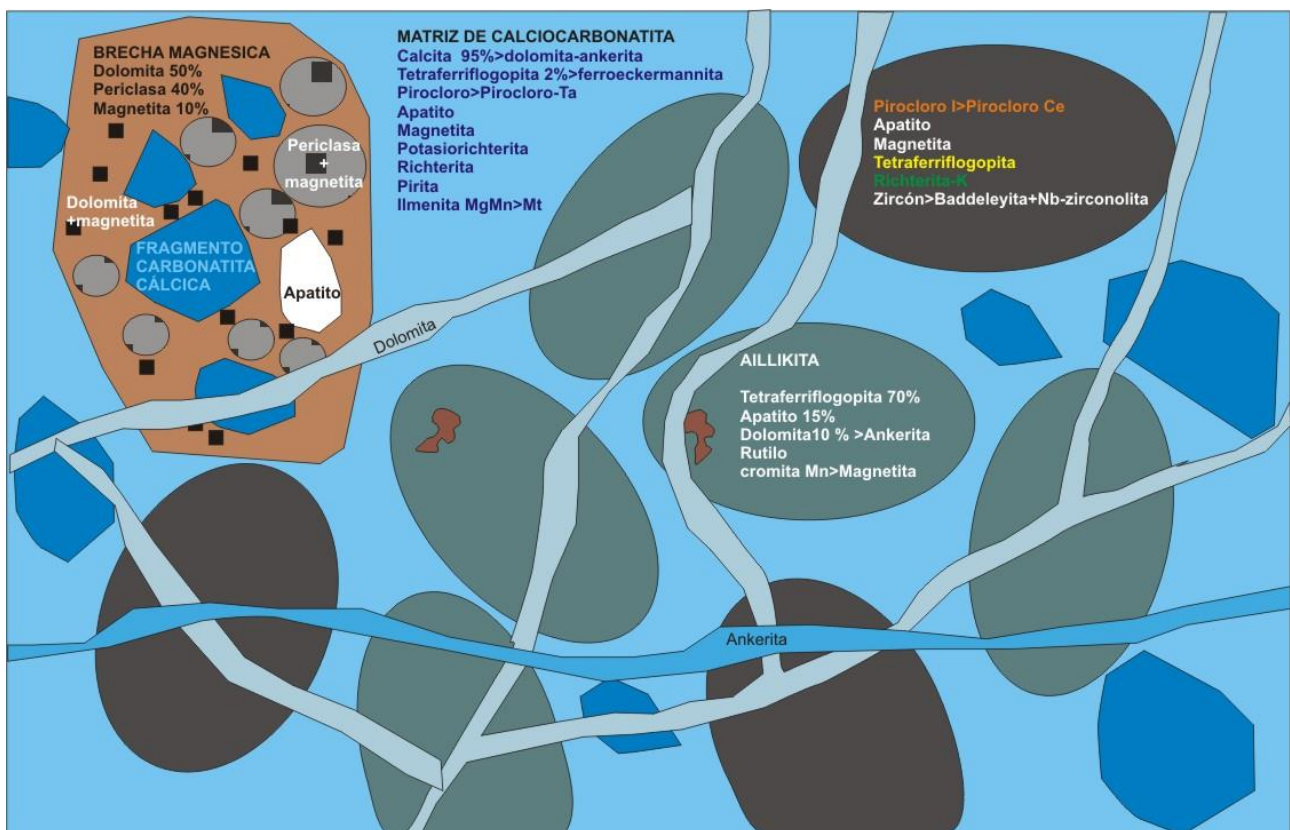


Figura 2.3.1.1. Esquema idealizado de la repartición de las diferentes litofacies en los cuerpos de matriz carbonatítica de Bonga.

2.3.2. FRAGMENTOS DE CALCIOCARBONATITA

Se trata de fragmentos de las rocas que forman parte de las unidades calciocarbonatíticas del complejo carbonatítico de Bonga, principalmente del plug carbonatítico localizado en su zona central. El principal interés de estos fragmentos es que, puesto que han sido extraídos de mina y están relativamente frescos, representan partes de la carbonatita que no han sido meteorizadas y que, por otra parte, pueden ser representativas de sectores algo más profundos del complejo. Por tanto, pueden aportar información indirecta sobre estos sectores no aflorantes de la intrusión, puesto que estos sectores no pueden observarse directamente.

Los fragmentos de calciocarbonatita tienen morfología subangulosa (figura 2.3.2.1, 2.3.2.2) y tamaño desde centimétrico hasta decimétrico o incluso mayores. Presentan una textura equigranular fanerítica, con tamaño de grano fino a medio (generalmente milimétrico) y están compuestos por calcita como carbonato mayoritario, con menores cantidades de apatito, dolomita, magnetita, flogopita y pirocloro. Por consiguiente, estos fragmentos constituidos por calcita dominante presentan en muestra de mano un color blanco níveo o grisáceo y un brillo vítreo a sacaroide.



Figura 2.3.2.1. Muestra de mano BG-5 preparada para serrar. Fragmentos de calciocarbonatita (color blanco), cuerpos esferoidales de ailikita y matriz carbonatítica.



Figura 2.3.2.2. Muestra de mano BG-5 serrada lista para realizar láminas delgadas (5a y 5b). Fragmento de tamaño decimétrico de calciocarbonatita (blanco), esférulas de ailikita y matriz carbonatítica.

La calcita presenta un hábito equidimensional con bordes de grano definidos por bordes curvos y puntos triples entre otros granos de calcita u otros minerales primarios, texturas que indican unas condiciones de cristalización magmática en equilibrio. El tamaño de los cristales puede ser en algunos casos inferior al milímetro (figura 2.3.2.3, 2.3.2.4). En muestra de mano se ve blanca y en lámina delgada incolora.

El apatito se encuentra en menor proporción. Se encuentra como granos individuales dispersos en la calciocarbonatita, aunque también formando clústers o bandas de anchura milimétrica (figura 2.3.2.5, 2.3.2.6) entre calcita.; en algunas de estas bandas puede alcanzar el 80% modal. Forma granos subédricos equidimensionales de tendencia redondeada, de tamaño comprendido entre 0,2 y 1 mm. Estos cristales están ligeramente zonados, de manera que los bordes de grano se encuentran ligeramente enriquecidos en Sr; por otra parte, la composición de las muestras analizadas hasta el momento es distinta a la del fluorapatito de la intrusión principal, ya que el apatito de estos fragmentos no contiene flúor en su estructura. Los cristales se ven limpios y, aparentemente, se encuentran desprovistos de inclusiones fluidas.

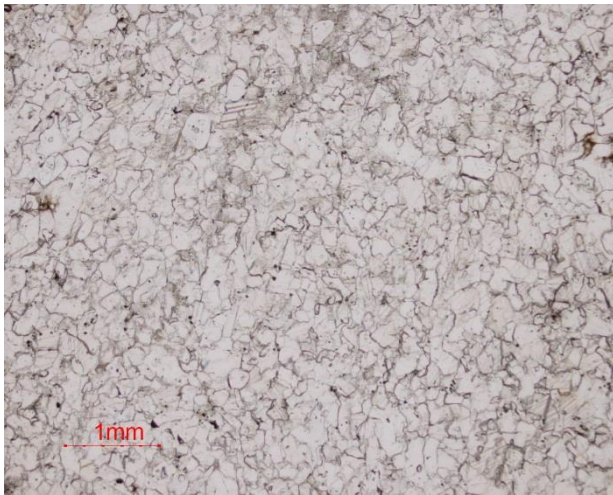


Figura 2.3.2.3. Muestra BG-5b. Luz transmitida, en PPL. Fragmentos de calciocarbonatita. Calcita y apatito intercrecidos formando puntos triples entre ambos minerales.



Figura 2.3.2.4. Muestra BG-5b. La imagen anterior, con nicols cruzados. Calcita y apatito intercrecidos definiendo puntos triples entre ambos minerales.

La magnetita forma cristales hipidiomórficos, equidimensionales, redondeados, con texturas de puntos triples con los otros minerales (figura 2.3.2.5, 2.3.2.6). Es escasa, no sobrepasando en ningún caso el 1% modal.

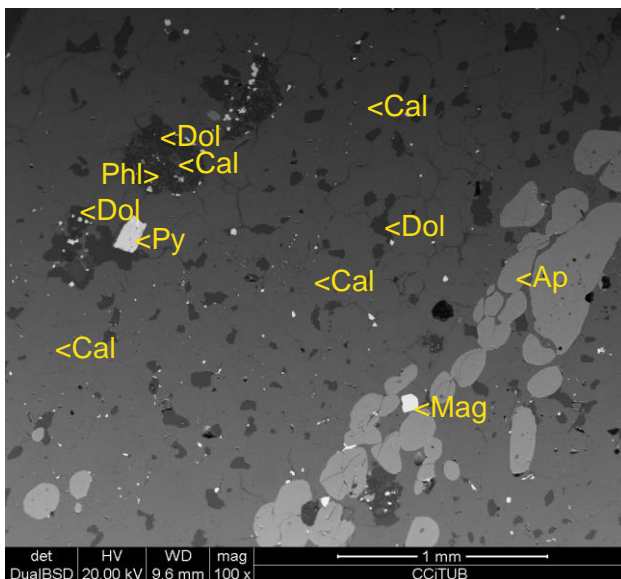


Figura 2.3.2.5. Muestra BG-5b. Imagen de SEM, modo BSE. Fragmentos de calciocarbonatita. Calcita (Cal), apatito (Ap), magnetita (Mag) y flogopita (Phl) formando puntos triples. El conjunto es reemplazado por dolomita (dol) y pirita (py).

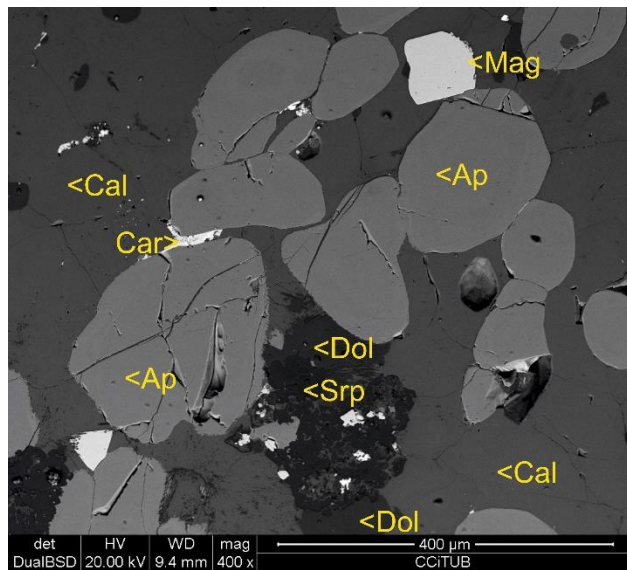


Figura 2.3.2.6. Muestra BG-5b. Imagen de SEM, modo BSE. Fragmentos de calciocarbonatita. Apatito subédrico (Ap) con texturas de equilibrio con calcita (Cal) y magnetita (Mag). El conjunto es cortado por estroncianita con carbocernaíta (Car), serpentina (Srp) y dolomita (Dol) intersticiales. Apatito rico en Sr tardío rellena vetillas en el apatito o lo sobrecrece en sus bordes de grano.

En estos fragmentos calciocarbonatíticos aparecen minerales del grupo del pirocloro en cantidades minoritarias (mucho menos del 1%). Se trata de cristales de idiomórficos a alotriomórficos diseminados entre calcita (figura 2.3.2.7, 2.3.2.8) asociados a apatito y con inclusiones euédricas de éste en su interior. Los cristales de pirocloro tienen un tamaño de entre 100 a 500 μ y una tonalidad entre marrón oscura a anaranjada. Se trata de pirocloro primario, de tipo I, similar al descrito en la carbonatita masiva central de Bonga. Sin embargo, en estas unidades no se aprecia F en el pirocloro. Se ha identificado de forma muy minoritaria otra generación de pirocloro más tardía, anédrica, con un tamaño fino 20 micras y una tonalidad rojiza debido a una composición rica en HFSE, U y Th.

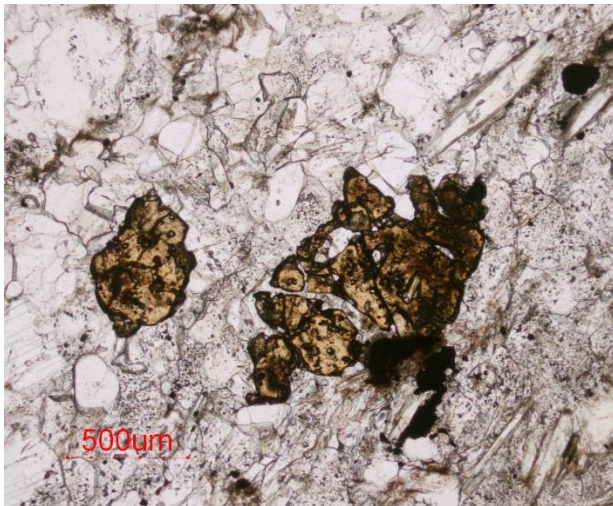


Figura 2.3.2.7. Muestra BG-5b. PPL. Fragmentos de calciocarbonatita. Pirocloro (tono marrón) hipidiomórfico entre calcita, apatito (más nítido) y richterita (fibroso). El conjunto es reemplazado por dolomita (más turbia).

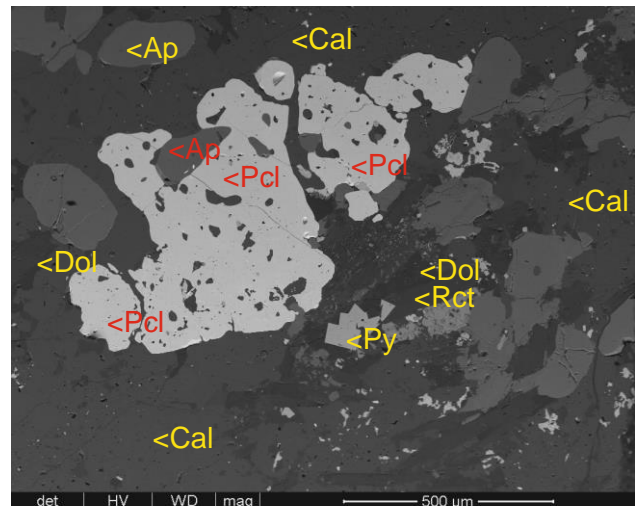


Figura 2.3.2.8. Muestra BG-5b. Imagen de SEM modo BSE. Fragmentos de calciocarbonatita. Pirocloro anédrico (Pcl) intercrecido con apatito (Ap), calcita (Cal). Dolomita secundaria (Dol) con richterita (Rct) y pirita (Py) reemplazan a los anteriores minerales.

Algunas bandas de los fragmentos de calciocarbonatita contienen, además, pequeñas cantidades (menos del 5% modal) de megacristales de flogopita cuyo tamaño queda comprendido entre 0,5 y 1 mm. Son hipidiomórficos aunque con aspecto muy corroído, con tono entre anaranjado-verdoso y rojizo con fuerte pleocroísmo (figura 2.3.2.9, 2.3.2.10). Estos cristales presentan zonación, con un núcleo más absorbente en luz transmitida (tono más intenso); el conjunto se ve alterado especialmente por los bordes de grano, pero también por la exfoliación o pequeñas microfracturas para dar una asociación de grano fino de cristales de pocas micras de diámetro, compuesta por clorita, magnetita secundaria de segunda generación (cristales octaédricos de tamaño de grano inferior a 50 micras) y pirita (figura 2.3.2.9, 2.3.2.10, 2.3.2.11). Esta alteración parece estar asociada con el proceso de dolomitización, pues a veces se ve que la dolomita acompaña a la magnetita y a la clorita (figura 2.3.2.12).

En algunas bandas milimétricas se concentran cristales de richterita de hábito prismático largo, hipidiomórficos (figura 2.3.9, 2.3.10, 2.3.11). Pueden tener algunos milímetros de longitud, y a veces son aciculares. Son incoloros, pobres en Fe y no se detectan contenidos en F. No se observa en ellos zonación o maclado.

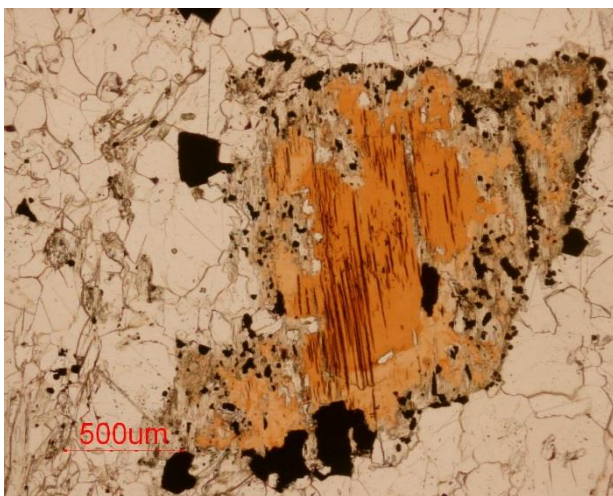


Figura 2.3.2.9. Muestra BG-5c. PPL. Fragmentos de calciocarbonatita. Flogopita zonada con bordes reemplazados por una asociación de dolomita con magnetita. A la izquierda, fibras de richterita.

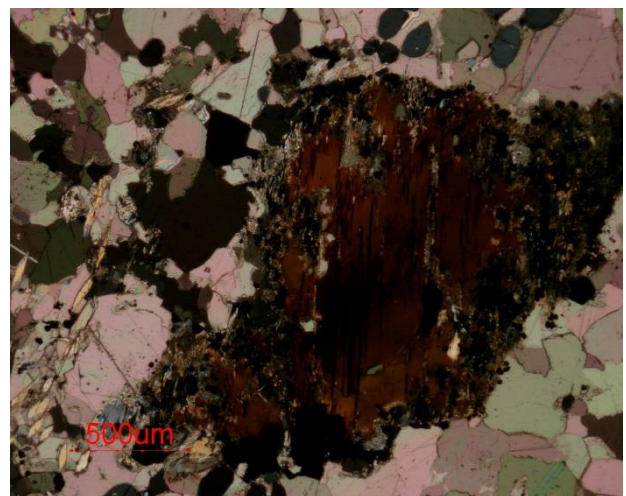


Figura 2.3.2.10 Muestra BG-5c. Imagen anterior con nicoles cruzados.

Estos fragmentos de carbonatita no se ven afectados por fenómenos supergénicos pero si por reemplazamientos tardíos, que corresponderían a los procesos hidrotermales observados en las carbonatitas de Tchivira y Bonga (por ejemplo, Bambi, 2015). El principal producto de alteración es la dolomita, que reemplaza a la calcita y a muchos de los minerales primarios a partir de los bordes de grano, pudiendo llegar en algunos casos a pseudomorfizar completamente a los cristales. Así pues, esta dolomita es alotriomórfica, y se ve ligeramente menos nítida que la calcita en microscopía de luz transmitida. No se han observado cristales geódicos en las muestras estudiadas, si bien no puede descartarse su presencia en otros lugares.

Localmente se aprecian algunos cristales tabulares de pirita acompañando dolomita. Su morfología y su aspecto oqueroso sugieren que esta pirita sea secundaria y que se haya formado por reemplazamiento de cristales de pirrotina primaria. Por lo tanto, posiblemente este proceso se produjo durante la dolomitización hidrotermal de la carbonatita.

Asimismo, como en Tchivira o Bonga, se observan diversos minerales de Sr y de REE en asociación con este estadio tardío hidrotermal. De este modo, se han observado pequeñas cantidades de carbocernaíta $[(\text{Sr,Ce,Lu})(\text{Ca,Na})(\text{CO}_3)_2]$ en asociación con estroncianita $[\text{Sr}(\text{CO}_3)]$ en vetillas de anchura micrométrica con dolomita en estas asociaciones intersticiales de reemplazamiento (figura 2.3.2.6). Cabe señalar que se ha localizado a la vez enriquecimientos en Sr en los bordes de grano de cristales de apatito, pero también hay pequeñas vetillas de pocas micras de anchura rellenas de apatito rico en Sr cortando al apatito primario (figura 2.3.2.6).

Otros minerales de REE, como parisita-(Ce) $[\text{CaCe}_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2]$, aparecen diseminados entre la dolomita de reemplazamiento. Son cristales de pocas micras de diámetro, con hábito prismático largo (figura 2.3.2.11). Finalmente, se han identificado pequeñas vetillas de kanneshita $[(\text{Na,Ca})_3(\text{Ba,Sr,Ce,Ca})_3(\text{CO}_3)_5]$ rellenas de pocas micras de anchura en pirita, y que deben ser de formación muy tardía (figura 2.2.12).

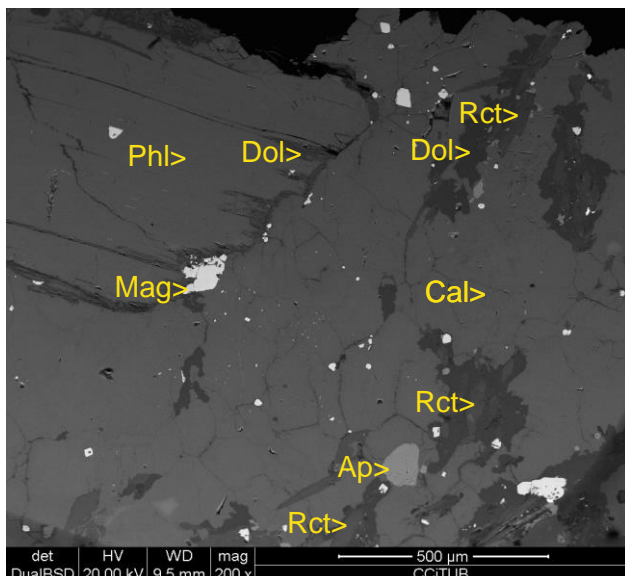


Figura 2.3.2.11. Muestra BG-5b. Imagen de SEM, en modo BSE. Fragmentos de calciocarbonatita. Flogopita (Phl) y richterita (Rct), entre calcita (Cal) y apatito (Ap), todos ellos reemplazados por dolomita (Dol) y magnetita secundaria (Mag).

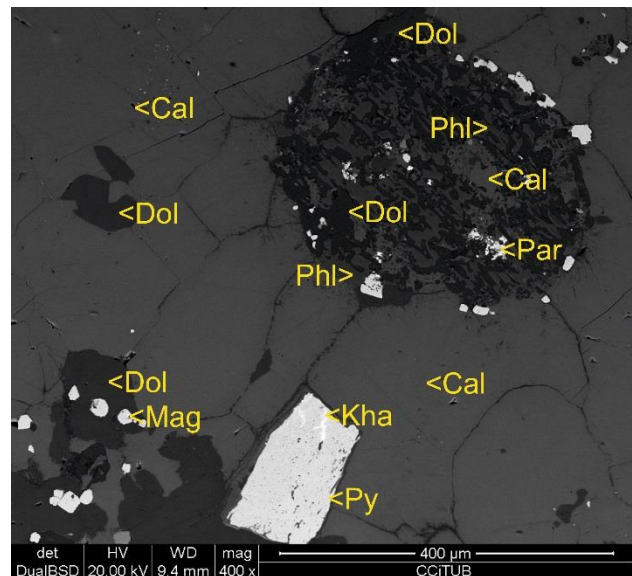


Figura 2.3.2.12. Muestra BG-5b. Imagen de SEM modo BSE. Fragmentos de calciocarbonatita. Calcita (Cal) reemplazada por dolomita (Dol) y magnetita secundaria (Mag); flogopita (Phl) reemplazada por dolomita (dol) y parisita (Par) y pirrotina pseudomorfizada por pirita (Py) y atravesada por vetillas de kanneshita (Kha).

2.3.3. FRAGMENTOS DE ROCAS DE MAGNETITA-APATITO

Algunos de los cuerpos intrusivos mixtos contienen fragmentos, a grandes rasgos esferoidales pero rotos en una serie de fragmentos angulosos, de tamaño centimétrico de rocas con una composición modal aproximada de 70% magnetita y 20% apatito, con escasa proporción de otros minerales (micas, anfíboles, pirocloro y zircón). Estos fragmentos son escasos en comparación con los de carbonatitas o de lamprófidos ultramáficos. Presentan color de gris oscuro a negro en muestra de mano debido a su alto contenido de óxidos opacos (figuras 2.3.3.1 y 2.3.3.2). Además, a veces hay mica rojiza (figura 2.3.3.1), intercrecida con anfíboles alcalinos.



Figura 2.3.3.1. Muestra de mano BG-6 serrada lista para realizar láminas delgadas (6j y 6k). Fragmentos de roca de apatito-magnetita (centro de la imagen) entre una matriz carbonatítica de tono gris. En los círculos hay zircón.



Figura 2.3.3.2. Muestra de mano BG-13 serrada lista para realizar láminas delgadas (13b). Fragmentos de roca de apatito-magnetita (más oscura) entre una matriz carbonatítica.

Los fragmentos presentan internamente una textura equigranular fanerítica (figura 2.3.3.3, 2.3.3.4) y suelen estar cortados por fracturas rellenas de matriz de composición carbonatítica o invadidos por los productos de alteración hidrotermal de la carbonatita, por lo que muchos de sus minerales originales se encuentran reemplazados por estos minerales.

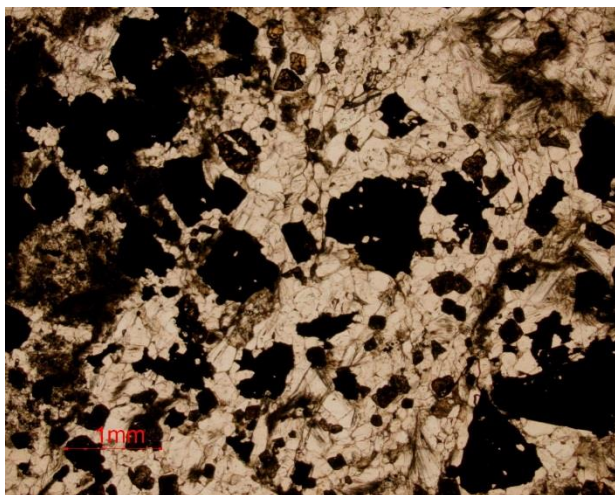


Figura 2.3.3.3. Muestra BG-13b. Luz transmitida, PPL. Aspecto de la roca de apatito-magnetita. Apatito incoloro, magnetita opaca y pirocloro de tono marrón oscuro.

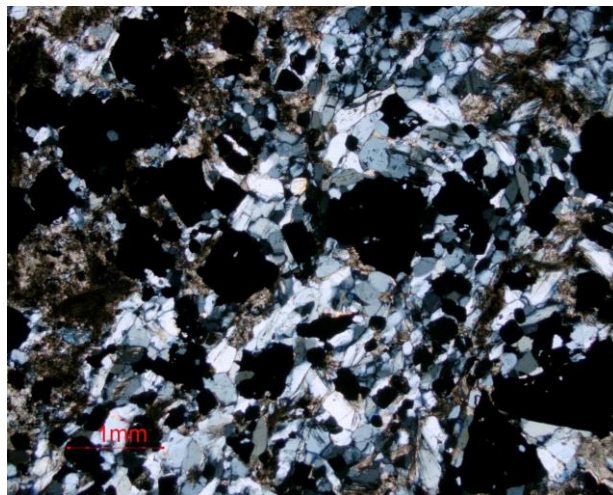


Figura 2.3.3.4. Muestra BG-13b. La imagen anterior con nicols cruzados. Se distingue foliación en los cristales de apatito de hábito prismático.

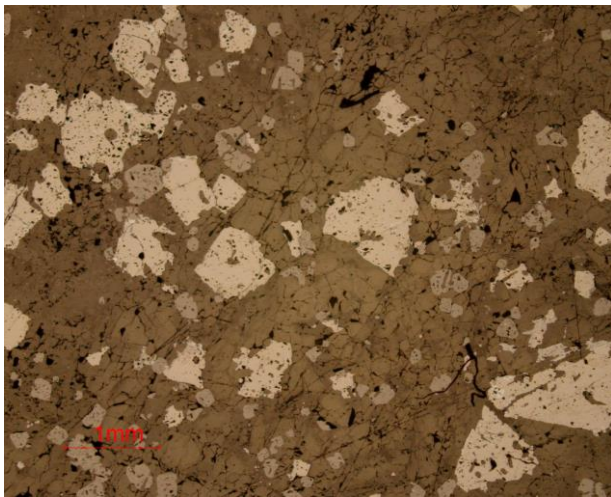


Figura 2.3.3.5. Muestra BG-13b. Imagen anterior con luz reflejada. Magnetita con reflectividad baja y pirocloro de reflectividad intermedia y tono gris marrón. El apatito es lo menos reflectante.

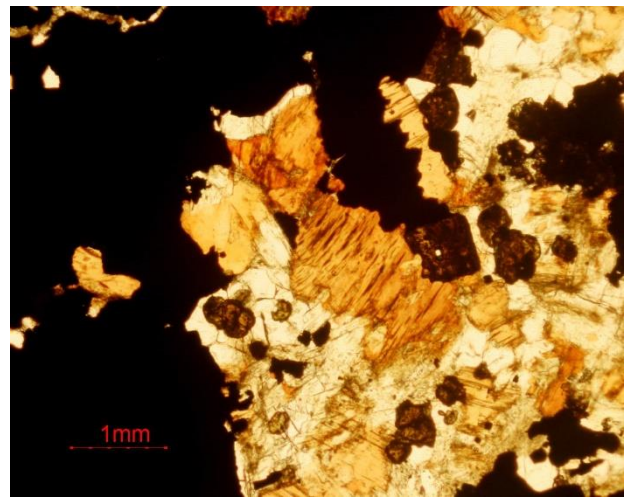


Figura 2.3.3.6. Muestra BG-6j. Luz transmitida, PPL. Aspecto general de roca de apatito-magnetita. Tetraferriphlogopita (anaranjada), richterita (amarillo-incoloro), pirocloro euédrico y abundante magnetita opaca.

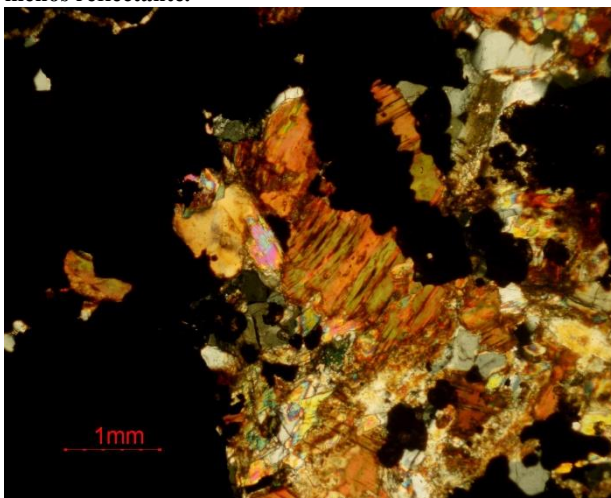


Figura 2.3.3.7. Muestra BG-6j. Imagen anterior con nículos cruzados. Richterita con birrefringencia alta entre tetraferriphlogopita, apatito con colores de interferencia de primer orden (arriba, derecha).

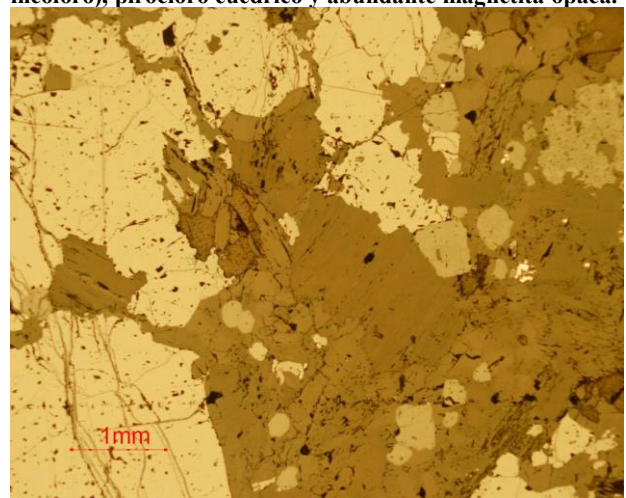


Figura 2.3.3.8. Muestra BG-6j. Imagen anterior con luz reflejada. Magnetita abundante (izquierda de la fotografía, reflectividad baja), pirocloro euédrico (muy baja reflectividad, tono gris-marrón).

Se diferencian dos clases de fragmentos de roca de apatito-magnetita, un primer tipo está formado por magnetita, apatito y pirocloro (figura 2.3.3.3, 2.3.3.4, 2.3.3.5), mientras que otro tipo contiene, además de estos minerales, abundante mica de la serie flogopita-tetraferriphlogopita y/o anfíboles alcalinos (figura 2.3.3.6, 2.3.3.7). En ambos casos, la magnetita, el apatito y el pirocloro forman granos subidiomórficos de tamaño milimétrico (figura 2.3.3.8), mientras que los silicatos ocupan casi siempre posiciones intersticiales, lo que sugiere que los tres primeros minerales pueden ser cumulados magmáticos.

La magnetita, por otra parte, presenta exsoluciones laminares de 1 a 10 micras de ilmenita orientadas siguiendo los planos de exfoliación del mineral (figura 2.3.3.9). Además, contiene abundantes inclusiones de tamaño inferior a 50 micras de apatito, pirocloro euédrico y flogopita-tetraferriphlogopita reemplazada por richterita (figura 2.3.3.10). Por otra parte, la magnetita también puede estar intercrecida con cristales de ilmenita magmática rica en Mg y Mn, de dimensiones comprendidas entre 100 y 250 micras. Todos estos óxidos pueden ser cortados por pequeñas fracturas rellenas por carbonatos de las carbonatitas encajantes o de procesos hidrotermales asociados con las mismas. En el contacto entre la ilmenita y estos carbonatos tardíos se forma una corona de reacción, de 10 micras de espesor, de un polimorfo de TiO_2 .

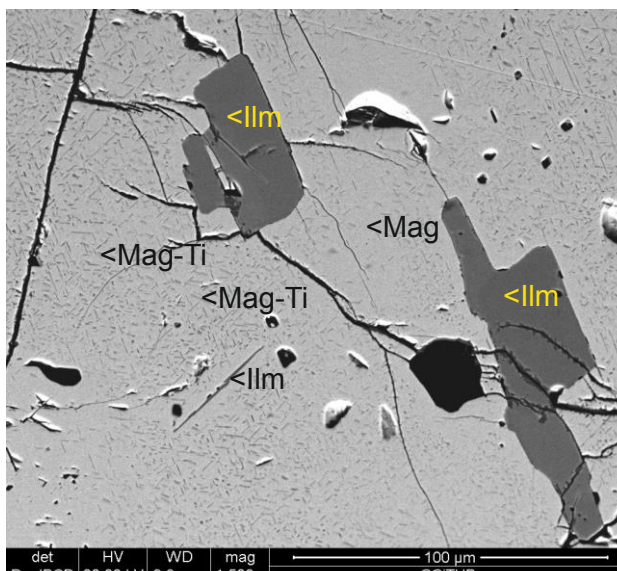


Figura 2.3.3.9. Muestra BG-6j. Imagen de SEM modo BSE. Magnetita (Mag) con abundantes exsoluciones e inclusiones de ilmenita (ilm).

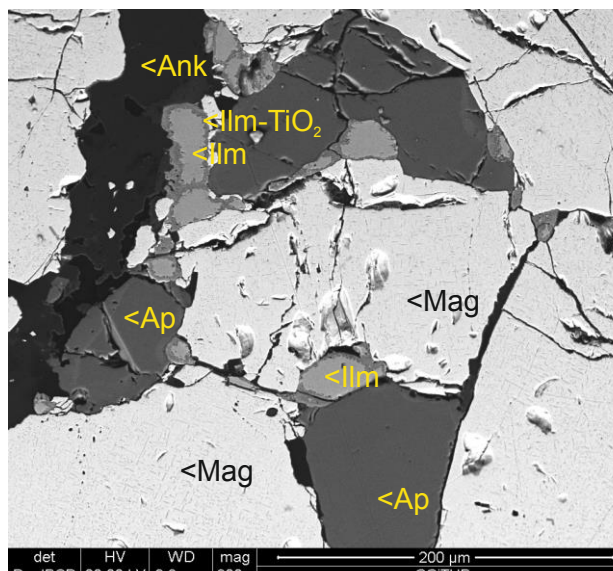


Figura 2.3.3.10. Muestra BG-6j. SEM, modo BSE. Magnetita (Mag) con inclusiones de ilmenita (ilm) y apatito (Ap) y veta de ankerita (Ank). Formación de un borde de reacción de TiO_2 en la ilmenita.

El apatito en la roca de apatito-magnetita forma cristales de hábito prismático corto, de tamaño inferior a 1 mm, con aspecto muy nítido y mostrando texturas de equilibrio (bordes curvos, puntos triples) con las fases con las que cocrystaliza: magnetita, pirocloro, flogopita-tetraferroflogopita y richterita (figura 2.3.3.3, 2.3.3.4, 2.3.3.11, 2.3.3.12). Suele contener inclusiones de pirocloro euédrico, mineral con el que está casi siempre íntimamente asociado (figura 2.3.3.11). A veces queda cortado por vetillas de una generación de apatito tardío enriquecido en Sr (figura 2.3.3.12).

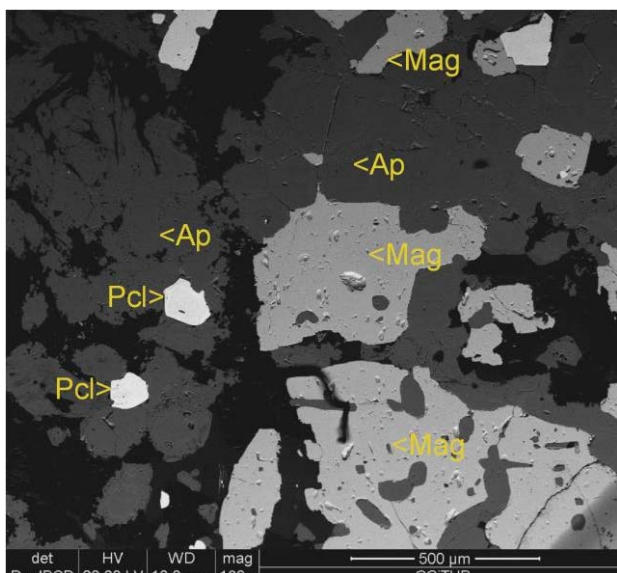


Figura 2.3.3.11. Muestra BG-13a. Imagen de SEM modo BSE. Abundante apatito con inclusiones de pirocloro e intercrecida entre magnetita.

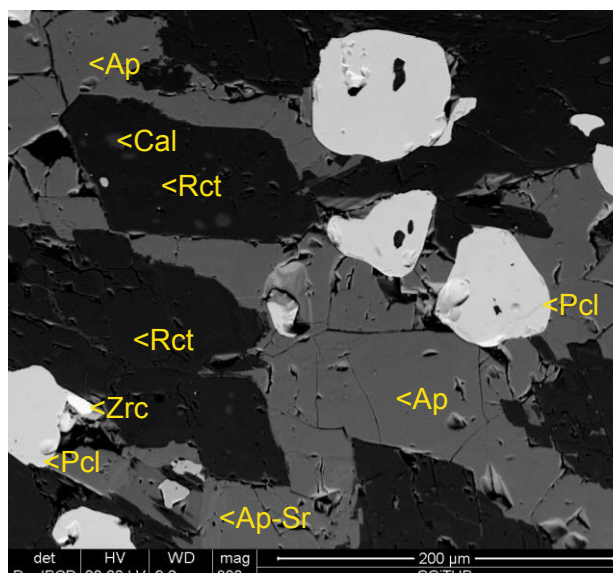


Figura 2.3.3.12. Muestra BG-6k. Imagen de SEM modo BSE. Apatito con inclusiones de pirocloro y zirconolita que está intercrecida entre richterita muy abundante.

El pirocloro de estas rocas puede ser una fase accesoria muy abundante, llegando a alcanzar en algunos cuerpos de este tipo proporciones del orden del 2% modal o incluso sobrepasarlas (figura 2.3.3.13). Las concentraciones más elevadas se dan en aquellas rocas que contienen mayor proporción de apatito, mineral en el que acostumbra a encontrarse como inclusión. Se distinguen distintas generaciones de este mineral, caracterizadas cada una por presentar texturas, asociaciones y

composiciones distintas del resto; estas generaciones se tratarán con más detalle en el apartado de química mineral.

El tipo de pirocloro más común forma cristales equidimensionales de hábito octaédrico, de idiomórficos a subidiomórficos. Su tamaño de grano es variable, oscilando entre 50 micras y 0.5 mm de diámetro. En lámina delgada presenta un tono de marrón oscuro a anaranjado (figura 2.3.3.14) y un aspecto muy turbio debido a que son muy ricos en inclusiones de grano fino de otros minerales, especialmente apatito; son asimismo reconocibles por su reflectividad muy baja con luz reflejada (figura 2.3.3.15). El pirocloro de esta generación cocrystaliza con apatito (figuras 2.3.3.14, 2.3.3.15, 2.3.3.16, 2.3.3.17) o con flogopita-tetraferroflogopita (figura 2.3.3.18) o richterita (figura 2.3.13.19), y puede estar en inclusiones dentro de todos estos minerales. A su vez, como se ha indicado anteriormente, el pirocloro también contiene abundantes inclusiones de apatito en su interior (figuras 2.3.3.15, 2.3.16), todo lo cual sugiere que se produjo una cocrystalización entre apatito y pirocloro. Por consiguiente, puesto que cocrystaliza con todos estos minerales magmáticos primarios, esta generación de pirocloro debe considerarse también como magmática primaria. Por tanto, esta generación de pirocloro, la más abundante, se corresponde con el pirocloro tipo I descrito en Tchivira (Melgarejo et al., 2012).

Hay otras generaciones de pirocloro que claramente reemplazan a la anterior. Así, se distingue una generación de pirocloro secundaria rica en Th que reemplaza al pirocloro primario de manera irregular a partir de microfracturas, en zonas ligeramente dolomitizadas (figura 2.3.3.17). Hay otra generación rica en Sr y U que produce un reemplazamiento difuso del pirocloro primario (figura 2.3.3.18). Además, se distingue otra generación de color rojizo, con un contenido alto en U y Ta (figura 2.3.3.19). Esta generación aparece asociada con estroncianita sobrecreciendo niobio-zirconolita (figura 2.3.3.20).

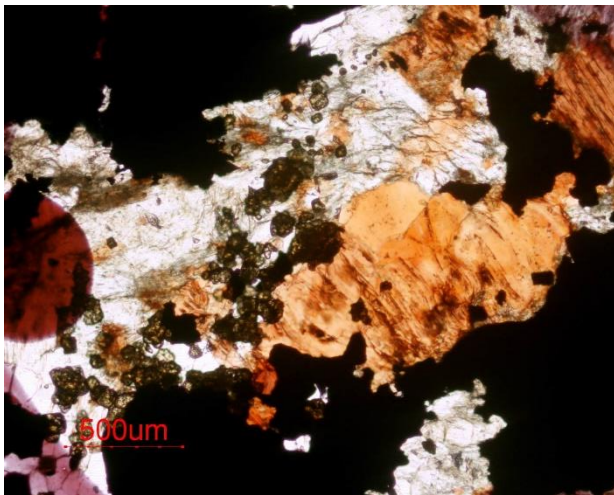


Figura 2.3.3.13. Muestra BG-6k. PPL. Abundantes cristales de pirocloro dispersos en tetraferroflogopita y richterita de formación tardía. Tienen un tono marrón oscuro, aunque en el centro de la fotografía uno de los pirocloros es más rojizo.

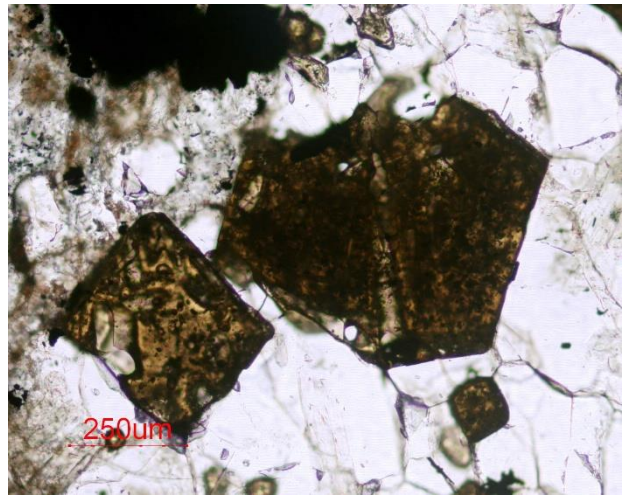


Figura 2.3.3.14. Muestra BG-6k. PPL. Detalle de pirocloro euédrico intercrecido entre apatito equidimensional. Presenta inclusiones de apatito en su interior.

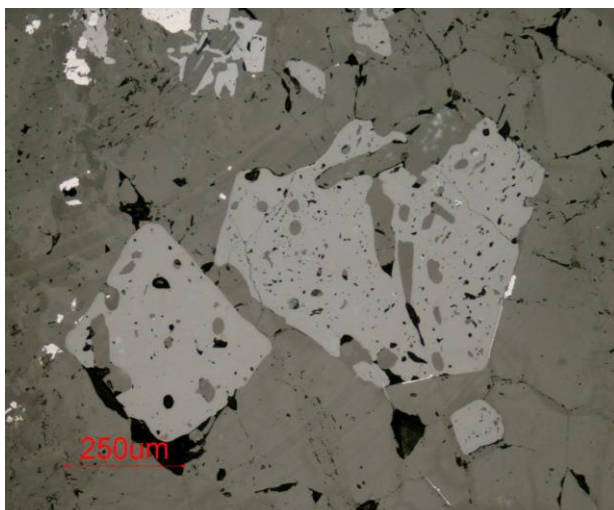


Figura 2.3.3.15. Muestra BG-6k. Imagen anterior con luz reflejada. Pirocloro primario euédrico con reflectividad muy baja e inclusiones de apatito en su interior.

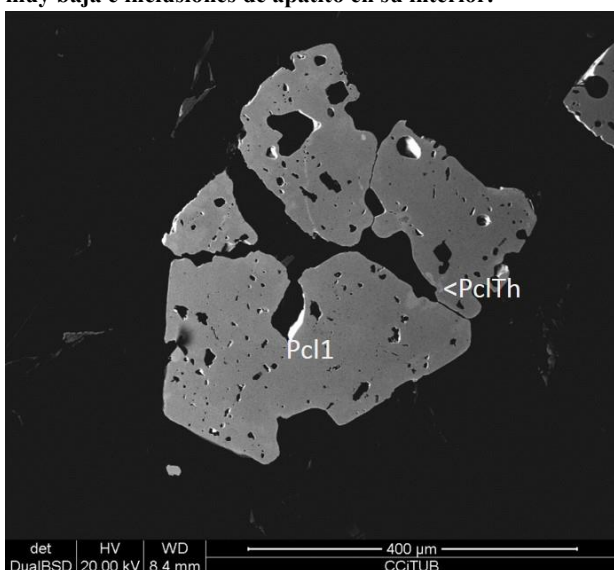


Figura 2.3.3.17. Muestra BG-6k. Imagen de SEM modo BSE anterior, más contrastada. Pirocloro primario (Pcl) reemplazado por pirocloro rico en Th (PclTh).

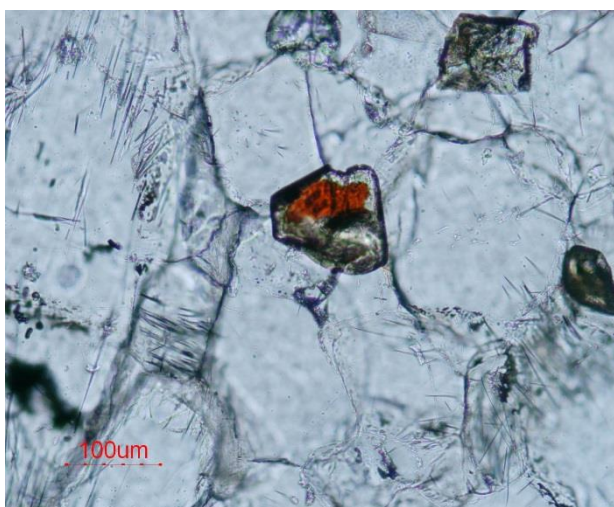


Figura 2.3.3.19. Muestra BG-13b. PPL. Pirocloro euédrico primario entre apatito y richterita, reemplazado por una generación de color rojizo rica en U-Ta.

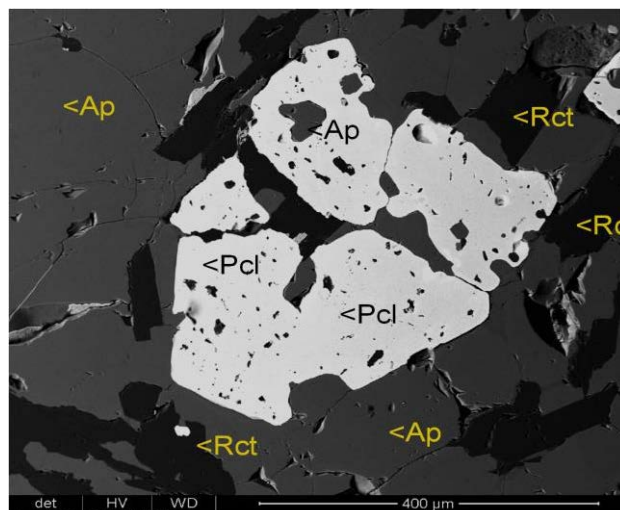


Figura 2.3.3.16. Muestra BG-6k. Imagen con SEM modo BSE. Detalle de pirocloro euédrico (Pcl) intercrecido con apatito (Ap) y richterita (Rct).

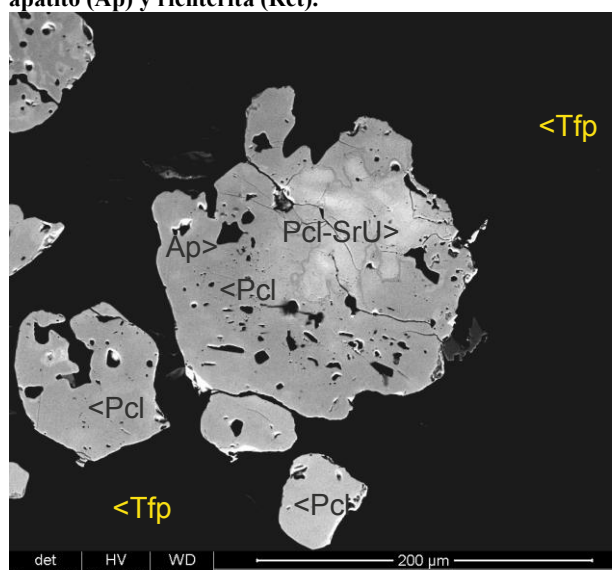


Figura 2.3.3.18. Muestra BG-6k. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario (Pcl) dentro de tetraferrihogopita (Tfp) reemplazado por una generación de pirocloro rica en Sr y U (PclSrU).

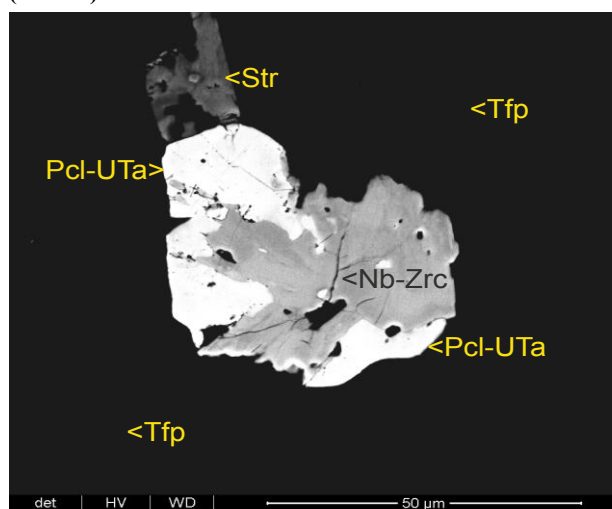


Figura 2.3.3.20. Muestra BG-6k. Imagen con SEM modo BSE. Generación tardía de pirocloro con U y Ta (Pcl-UTA) cortando cristal de niobio-zirconolita, asociado a estroncianita en tetraferrihogopita.

En algunos cuerpos de roca de apatito-magnetita son muy abundantes los filosilicatos de la serie flogopita – tetraferroflogopita. Se trata de cristales hipidiomórficos de un tamaño aproximado de 500 micras, distribuidos entre magnetita y apatito. Pueden tener inclusiones de pirocloro en su interior (figura 2.3.3.13). Presentan un fuerte pleocroísmo y zonado, con núcleos de una tonalidad anaranjada y zonas de borde de grano más rojizas (figura 2.3.3.21, 2.3.3.22) que contienen una proporción mayor de Fe^{3+} y una composición más próxima al término tetraferroflogopita. Suelen estar pseudomorfizados parcialmente por anfíbol sódico de tipo richterita.

La richterita es un mineral frecuente en este litotipo, presentando en lámina delgada un tono entre amarillo a marrón claro y morfología prismática, en algunos casos formando agregados fibrosos. Se han identificado dos generaciones distintas. La primera cocrystaliza con apatito y magnetita (figura 2.3.3.18). La segunda reemplaza flogopita-tetraferroflogopita y zircón y tiene una cierta proporción de K (figura 2.3.3.25, 2.3.3.26). Además, esta última generación está relacionada con dolomita, otra fase tardía que corta la roca de apatito-magnetita (figura 2.3.3.30).

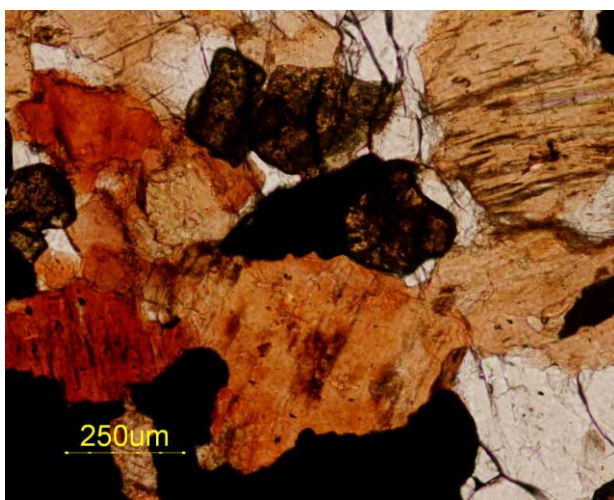


Figura 2.3.3.21. Muestra BG-6j. PPL. Flogopita (anaranjada) y tetraferroflogopita (rojiza) con abundante pirocloro (centro de la fotografía) y apatito incoloro.

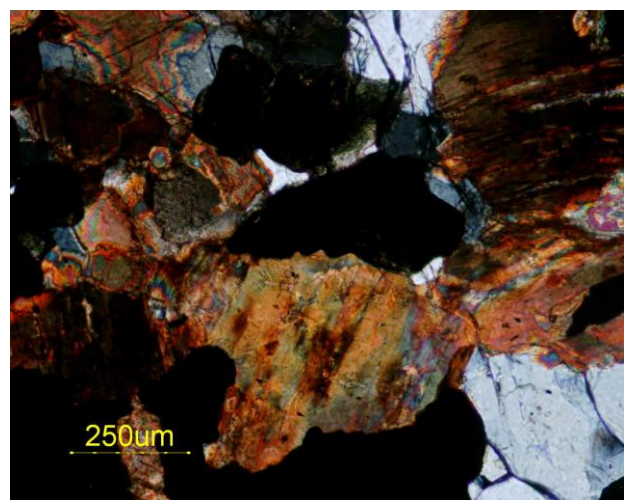


Figura 2.3.3.22. Muestra BG-6j. Imagen anterior con analizador. Flogopita-tetraferroflogopita y apatito (tonos grises de 1º orden).

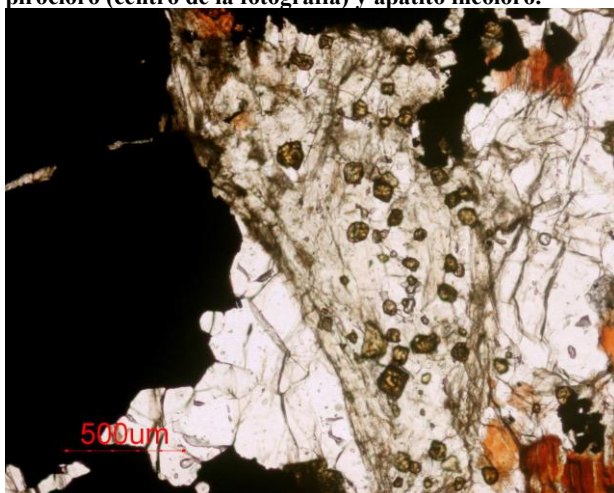


Figura 2.3.3.23. Muestra BG-6k. PPL. Veta de richterita en el centro, de tono amarillo con cristales de pirocloro primario, con apatito en los bordes y magnetita opaca.



Figura 2.3.3.24. Muestra BG-6k. La imagen anterior, con nicoles cruzados. Richterita con colores de interferencia de hasta azules del 2º orden con pirocloro isotropo.

El zircón es una fase accesoria relativamente común en la roca de magnetita-apatito, pudiendo encontrarse asociado con los minerales primarios de la misma o disperso en la matriz calciocarbonatítica que invade los fragmentos de esta última roca. En estos últimos casos, este zircón

queda incluido en esta matriz como xenocristal. Se han identificado diversas variedades texturales de zircón. Una primera forma cristales idiomórficos de tamaño grueso de hasta 2 mm de diámetro, zonados y que cocrystalizan con richterita (figura 2.3.3.25 a 2.3.3.28). En la parte externa de sus cristales se aprecia que éstos se encontraban en desequilibrio, apareciendo un borde de reacción de morfología irregular y una anchura media aproximada de 100 micras. Este borde está compuesto por intercrecimientos de baddeleyita y niobio-zirconolita ligeramente zonada, con un zonado manifiesto por diferentes contenidos de Nb y REE (figura 2.3.3.27, 2.3.3.28).

Otra variedad textural de zircón, diferente a la anterior, aparece en las bandas con richterita potásica, flogopita y apatito (figura 2.3.3.29, 2.3.3.30, 2.3.3.31). A diferencia del caso anterior, este tipo de zircón forma intercrecimientos simplectíticos con richterita y es reemplazado por pirocloro primario; finalmente, ambos minerales se ven reemplazados por niobio-zirconolita (figura 2.3.3.32).



Figura 2.3.3.25. Muestra BG-6k. PPL. Agregados paralelos de richterita, de hábito prismático, con cristales de zircón, intercrecidos con richterita; en los bordes se encuentra reemplazado por intercrecimientos de niobozirconolita y baddeleyita de grano muy fino, con aspecto opaco.

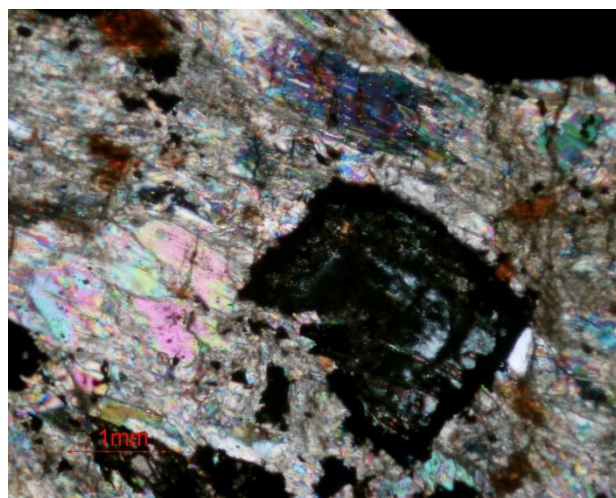


Figura 2.3.3.26. Muestra BG-6k. PPL. La imagen anterior, en nicoles cruzados.

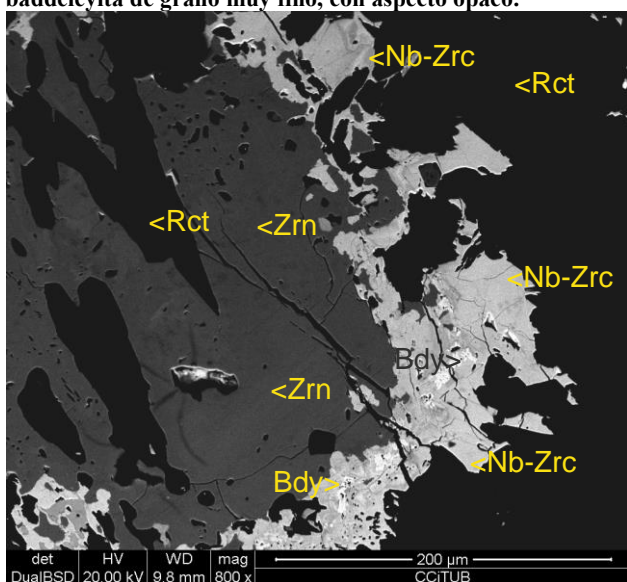


Figura 2.3.3.27. Muestra BG-6k. Detalle de las zonas de borde del cristal anterior, en imagen de SEM, en modo BSE. El zircón (Zrn) está intercrecido con richterita (Rct). Ambos minerales se ven reemplazados por zirconolita nióbica (Nb-Zrc) y baddeleyita (Bdy). El reemplazamiento se produce a partir de los contactos entre el zircón y la richterita.

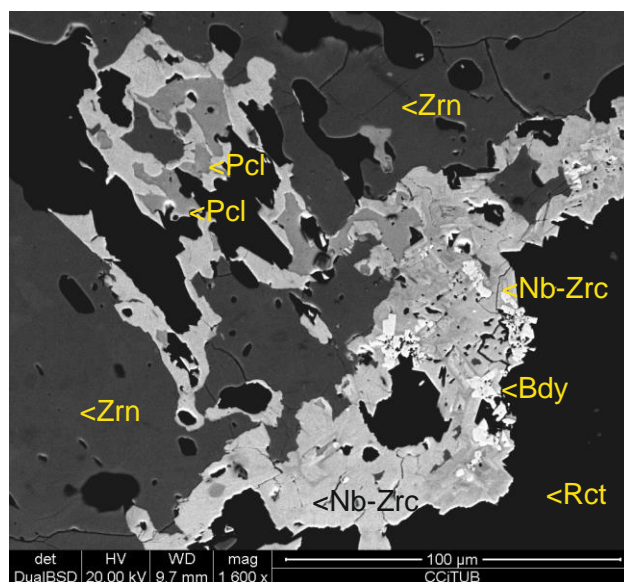


Figura 2.3.3.28. Muestra BG-6k. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle a gran aumento de la imagen anterior. Nótese el reemplazamiento del zircón en los contactos con la richterita y a partir de la exfoliación de la misma; no obstante, parte de las zonas más oscuras contienen cuarzo con ankerita. Adviértanse variaciones composicionales en la zirconolita, reflejadas por las diferencias en el contraste de Z promedio entre el Nb, el Ti y el Zr.

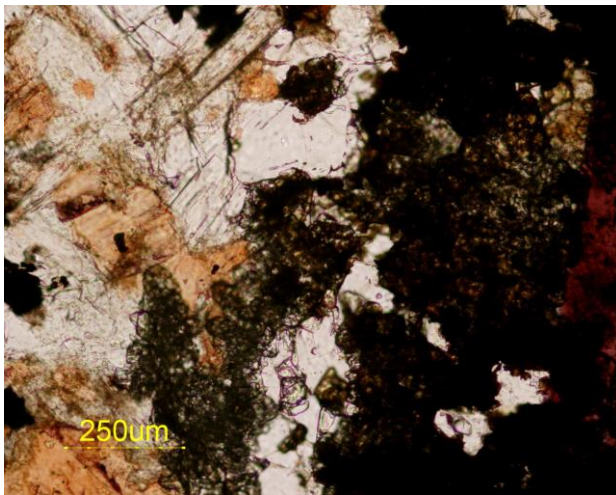


Figura 2.3.3.29. Muestra BG-6j. Luz transmitida, en PPL. Aspecto general de los intercrecimientos de zircón con picrocloro entre flogopita (de coloración anaranjada), richterita (incolora, prismática) y apatito, reemplazados por zirconolita.

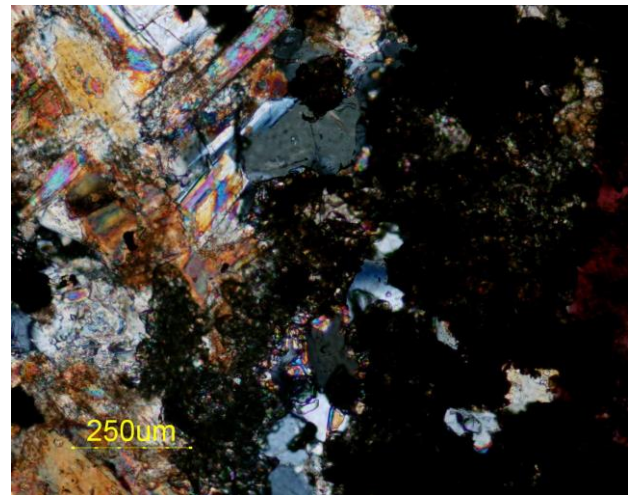


Figura 2.3.3.30. Muestra BG-6j. La imagen anterior, en nicols cruzados. Destacan por su tamaño el apatito (colores de interferencia grises de primer orden) y la flogopita y la richterita (con colores de interferencia hasta el segundo orden).

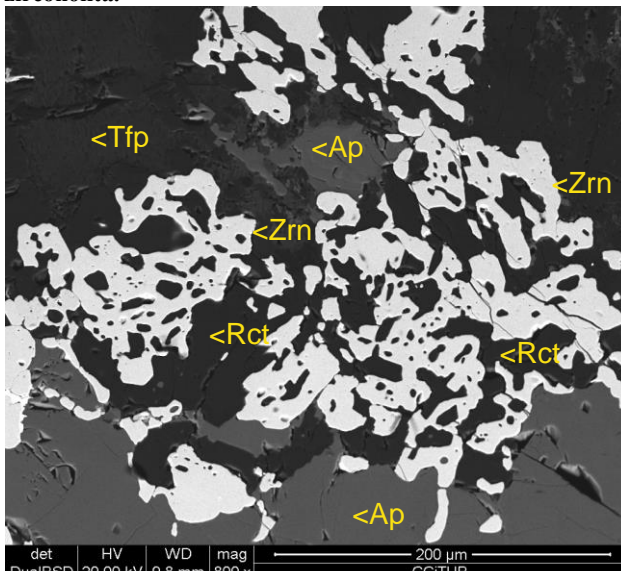


Figura 2.3.3.31. Muestra BG-6j. Imagen de SEM, modo BSE. Zircón (Zrn) intercrecido entre richterita (Rct) y apatito (Ap), reemplazando tetraferroflogopita (Tfp).

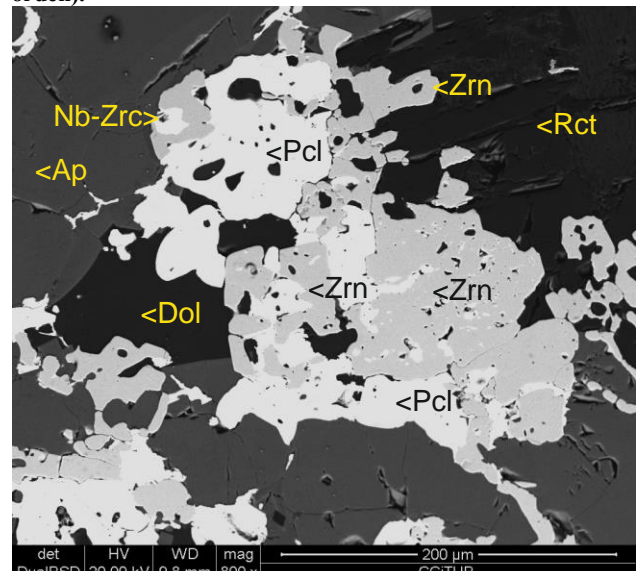


Figura 2.3.3.32. Muestra BG-6j. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de picrocloro reemplazando zircón y reemplazado por niobio-zirconolita (Nb-Zrc) en asociación con dolomita (dol).

Por otra parte, el zircón puede encontrarse como inclusiones dentro de cristales mayores de magnetita, o bien formar cristales asociados a la misma, que exhiben texturas de equilibrio con este mineral o incluso cristales de zircón con inclusiones de magnetita (figura 2.3.3.33). Como se ha visto, cristalizan a la vez que los anfíboles. También puede observarse, a menudo que se encuentran intercrecidos con apatito o tienen inclusiones de apatito o a la inversa (figura 2.3.3.33). Por consiguiente, existen evidencias texturales de que los cristales de zircón se han formado a la vez que el resto de los minerales esenciales componentes de las rocas de apatito-magnetita.

Sea como sea, en todos estos casos los cristales de zircón se encuentran claramente en disequilibrio con los minerales primarios de la matriz de calciocarbonatita (especialmente, picrocloro) que invaden a la roca de magnetita-apatito, pero también con los minerales asociados a los procesos subsólidos que reemplazan a todas estas rocas (o sea, las formadas por procesos hidrotermales que producen generaciones tardías de carbonatos, cuarzo, generaciones tardías de picrocloro, rutilo, etc.).

De este modo, los cristales de zircón se ven reemplazados a partir de vetillas por carbonatos del grupo de la dolomita y cuarzo; en este proceso, además, se forma baddeleyita [ZrO_2] (figuras 2.3.3.33 a 2.3.3.36). Esta baddeleyita se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos, de hábito prismático,

de pocos centenares de micras de longitud. La asociación de baddeleyita con cuarzo abre el interrogante de si este cuarzo no tiene su origen en la descomposición del zircón o de si se trata de cuarzo producido por procesos metasomáticos, análogo al que se encuentra en otros puntos de la carbonatita.

Las interrelaciones del zircón con los minerales de niobio son asimismo complejas. El zircón tiende a ser reemplazado por pirocloro primario (figura 2.3.3.37). Esta textura se observa, especialmente, en aquellas zonas en que la roca de apatito-magnetita se ha visto invadida por calciocarbonatita, con la consiguiente cristalización de los componentes de la misma, incluyendo el pirocloro.

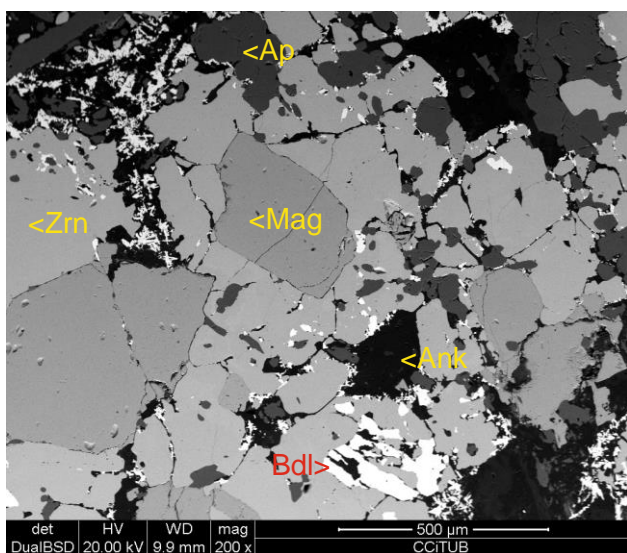


Figura 2.3.3.33. Muestra BG-13a. Imagen de SEM modo BSE. Zircón (Zrn) con inclusiones de magnetita (Mag) y apatito (Ap), reemplazado a partir de vetillas y bordes de grano por ankerita secundaria (ank), apatito secundario, cuarzo y baddeleyita (Bdl).

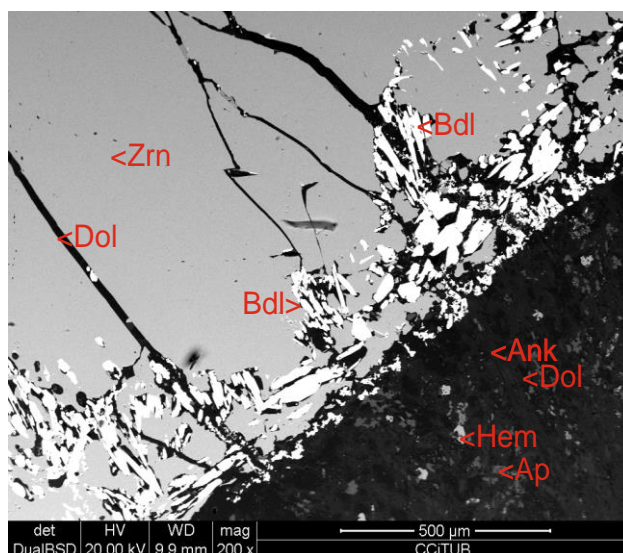


Figura 2.3.3.34. Muestra BG-13a. Imagen de SEM modo BSE. Borde de zircón (Zrn), cortado por fracturas de dolomita (Dol) y reemplazado por baddeleyita (Bdl) con cuarzo, ankerita (Ank), dolomita (Dol), apatito y hematitas (Hem).

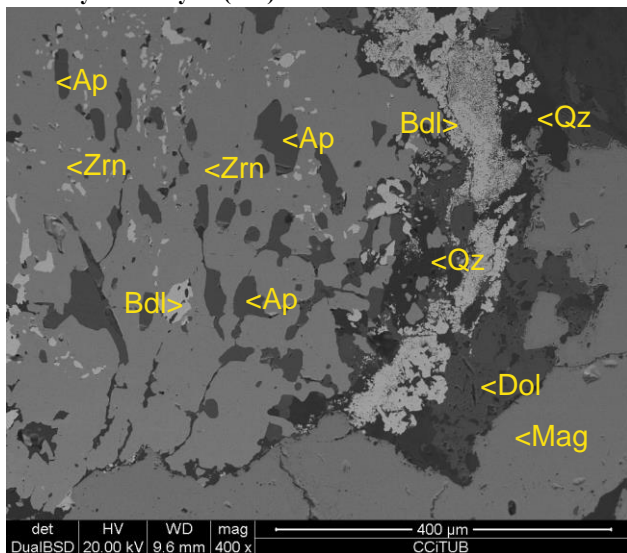


Figura 2.3.3.35. Muestra BG-13b. Imagen de SEM modo BSE. Zircón (Zrn) intercrecido entre apatito (Ap) y magnetita (Mag). El zircón se encuentra reemplazado a partir del contacto con la magnetita por baddeleyita (Bdl) con cuarzo (Qz) y dolomita (Dol).

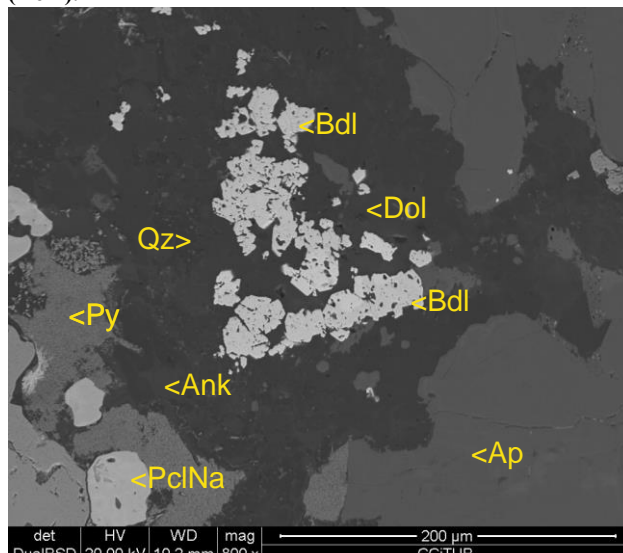


Figura 2.3.3.36. Muestra BG-6a. Imagen de SEM modo BSE. Agregado de cristales de baddeleyita (Bdl) asociados a cuarzo (Qz), dolomita (Dol) pirita (Py) y ankerita (Ank), que reemplazan a una asociación de apatito primario (Ap), pirocloro primario (PclNa).

Por otra parte, durante los procesos hidrotermales tardíos, en presencia de zircón y de pirocloro, es frecuente que se formen minerales secundarios ricos en Zr, Nb y Ti, como niobozirconolita $[(Ca,REE)Zr(Ti,Nb)_2O_7]$. Esta zirconolita corta a ambos minerales (fig. 2.3.3.37). No obstante,

también se han visto casos en que la zirconolita, en asociación con baddeleyita y carbonatos secundarios del grupo de la dolomita, reemplaza a los cristales de zircón (figura 2.3.3.38).

Finalmente, cabe señalar que los minerales de titanio, como la ilmenita o la magnetita titánica, se ven reemplazados en los procesos hidrotermales por rutilo niobífero (figura 2.3.3.39) o por lucasita-(Ce) $[\text{CeTi}_2\text{O}_5(\text{OH})]$ (figura 2.3.3.40). Por lo general estos minerales reemplazantes forman agregados de cristales de tamaño muy fino.

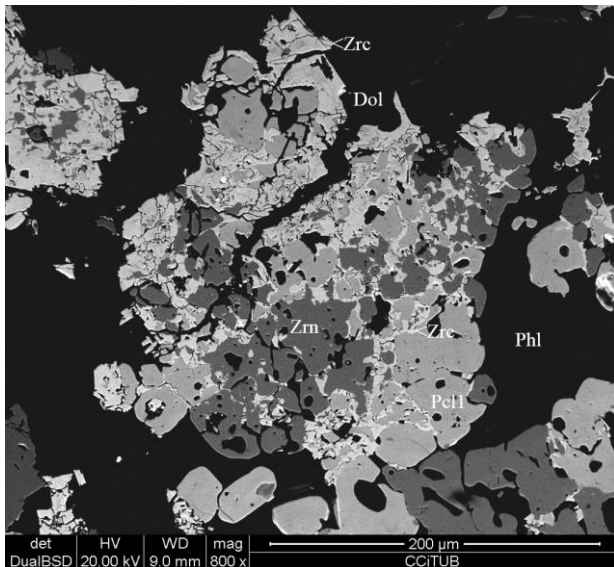


Figura 2.3.3.37. Muestra BG-6j. Imagen de SEM modo BSE. Zircón (Zrn) entre flogopita (Phl) y richterita, reemplazado por pirocloro primario (Pcl1); el conjunto es reemplazado por dolomita (Dol) y niobozirconolita (Zrc).

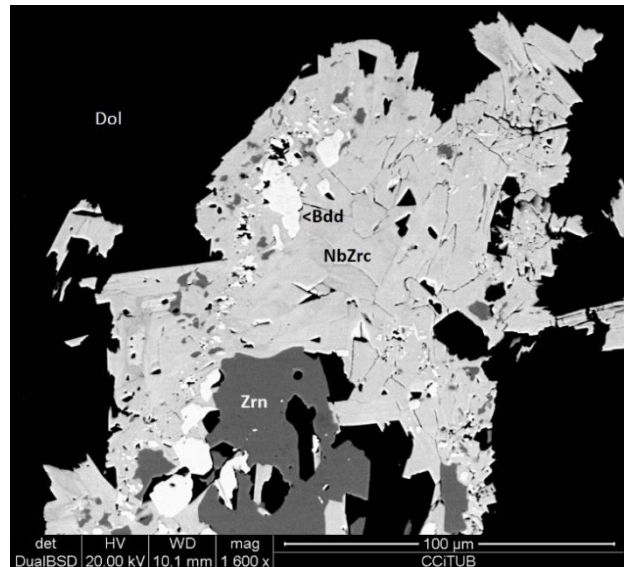


Figura 2.3.3.38. Muestra BG-6k. Imagen de SEM modo BSE. Zircón (Zrn) reemplazado por dolomita (Dol), baddeleyita (Bdd) y niobozirconolita zonada (Zrc).

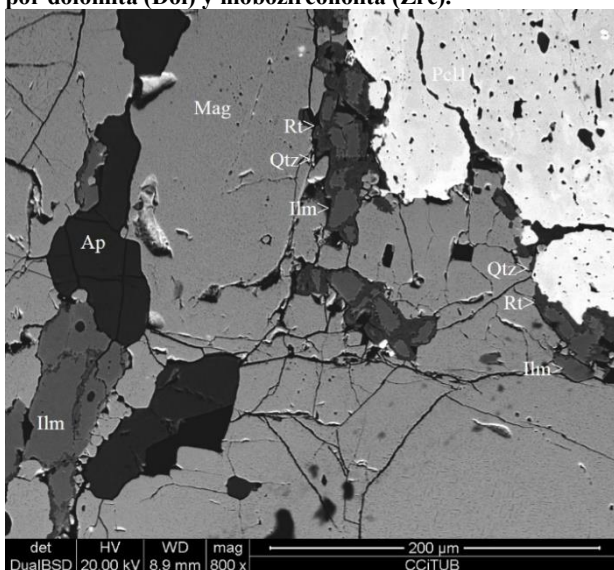


Figura 2.3.3.39. Muestra BG-6j. Imagen de SEM modo BSE. Asociación primaria con pirocloro (Pcl), apatito (Ap) y magnetita (Mag); ésta es reemplazada por ilmenita rica en Mg y Mn (Ilm); ésta es a su vez reemplazada por cuarzo (Qtz) con rutilo (Rt).

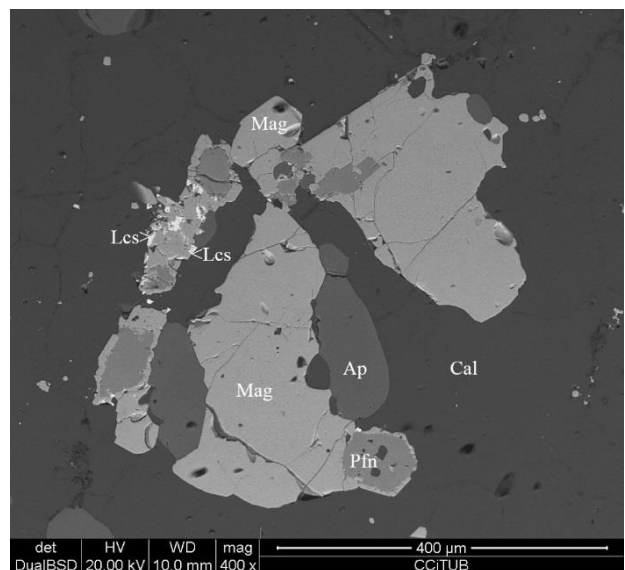


Figura 2.3.3.40. Muestra BG-6l. Imagen de SEM modo BSE. Pirofanita (Pfn) reemplazada por magnetita (Mag) y ésta por lucasita-(Ce) (Lcs). Con ellos cocrystalizan apatito (Ap) y calcita (Cal).

2.3.4. CUERPOS ESFEROIDALES DE AILLIKITA

Entre la matriz carbonatítica se aprecian cuerpos de morfología entre esférica y subesférica de tono oscuro y tamaño milimétrico a centimétrico (figura 2.3.4.1 y 2.3.4.2). Generalmente están compuestas por un núcleo central envuelto por capas externas concéntricas de composición aillikítica con abundante flogopita y cromita, de tamaño de grano muy fino. Algunos esferoides no presentan núcleo, mientras que otros pueden tener varios megacrístales o xenolitos. En efecto, algunos de estos núcleos están muy alterados; no obstante, su textura interna permite entrever que podrían corresponder a xenolitos. Por consiguiente, describiremos por separado estos núcleos de la matriz aillikítica.



Figura 2.3.4.1. Muestra de mano BG-6h, cortada y marcada para hacer láminas delgadas. Cuerpos intrusivos mixtos formados por esferoides de aillikita (oscura) y fragmentos blancos de carbonatita en una matriz gris claro calciocarbonatítica.



Figura 2.3.4.2. Muestra de mano BG-6i, cortada y marcada para hacer láminas delgadas. Abundantes cuerpos intrusivos mixtos de aillikita (más oscuros) y fragmentos blancos de carbonatita en una matriz gris claro calciocarbonatítica.

2.3.4.1. Xenolitos y cuerpos esferoidales

En todos los casos están muy alterados, por lo que es difícil reconstruir la composición mineral inicial. A grandes rasgos, se reconocen cuerpos cuya composición inicial se ha interpretado como correspondiente a rocas anfibólica-olivínicas, rocas carbonatíticas y rocas de anfíbol-apatito.

Xenolitos de roca anfibólica-olivínica

Son de forma irregular, pero en todo caso se encuentran muy redondeados en sus bordes, y siempre se encuentran muy alterados. En primer lugar, se distinguen granos alterados de tamaño milimétrico, de forma redondeada, que han sido pseudomorfizados por minerales del grupo de la serpentina. Estos pseudomorfos son atravesados a su vez por vetas de carbonatos, principalmente siderita o ankerita, acompañados de cuarzo y pirita; todos estos minerales son de tamaño de grano muy fino y sólo pueden reconocerse mediante el análisis con microscopio electrónico. Estos pseudomorfos pueden corresponder a antiguos cristales de olivino (figura 2.3.4.3, 2.3.4.4).

La cromita era también un mineral abundante en la roca original, formando cristales de forma redondeada de hasta 500 micras de diámetro. Es opaca en microscopía de luz transmitida y no se distinguen en ella exsoluciones o zonación. Se encuentran reemplazados parcialmente por magnetita, especialmente en los bordes de grano (figuras 2.3.4.5 y 2.3.4.6).

Otros componentes abundantes de la roca son anfíboles muy alterados, de morfología prismática y originalmente de varios centenares de micras de longitud, de composición richterítica $[\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$. Se ven reemplazados por asociaciones de grano fino (menos de 50 micras de diámetro) de agregados de cristales alotriomórficos de cuarzo, carbonatos y una generación tardía

fibrosa de richterita potásica $[K(NaCa)Mg_5Si_8O_{22}(F,OH)_2]$ (figura 2.3.4.5, 2.3.4.6), que desarrolla sobrecrecimientos sintaxiales de pocas micras de espesor sobre la richterita preexistente. La alteración progresa a partir de la exfoliación de los anfíboles, por lo que es frecuente que cuando estos cristales son fuertemente reemplazados queden restitas de anfíbol de forma alargada (figura 2.3.4.7).

En asociación con los minerales de alteración tardíos (cuarzo y carbonatos ricos en Fe) se encuentran a menudo cristales de grano muy fino de minerales de REE, casi siempre formando plaquitas o agregados fibroso-radiales de menos de 20 micras de longitud, como parisita-(Ce) $[CaCe_2(CO_3)_3F_2]$ (figura 2.3.4.7) o sinchisita-(Ce) $[CaCe(CO_3)_2F]$ (figura 2.3.4.8).

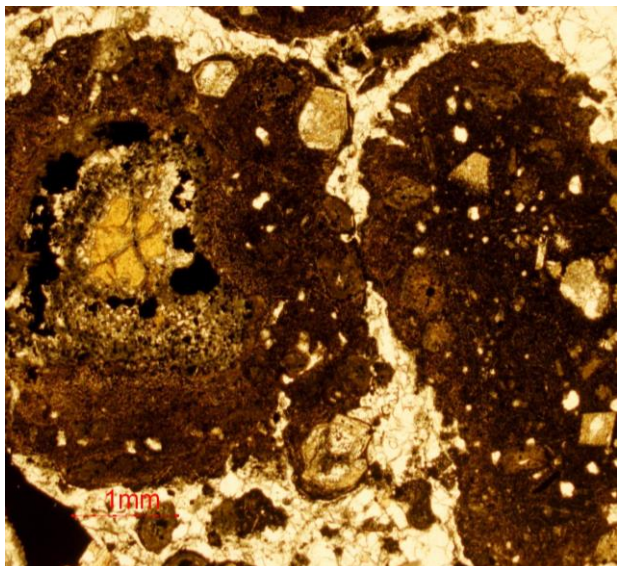


Figura 2.3.4.3. Muestra BG-6j. Luz transmitida. PPL. Cuerpos esferoidales de aillikita con un xenolito en su núcleo, compuesto de olivino (reemplazado por serpentina de color amarillento y vetas de carbonatos) cromita (opaco, en los bordes) y anfíbol alterado. El núcleo está envuelto y reemplazado por una matriz de aillikita alterada con fenocristales alterados de piroxeno; las esférulas están a su vez envueltas por matriz carbonatítica.

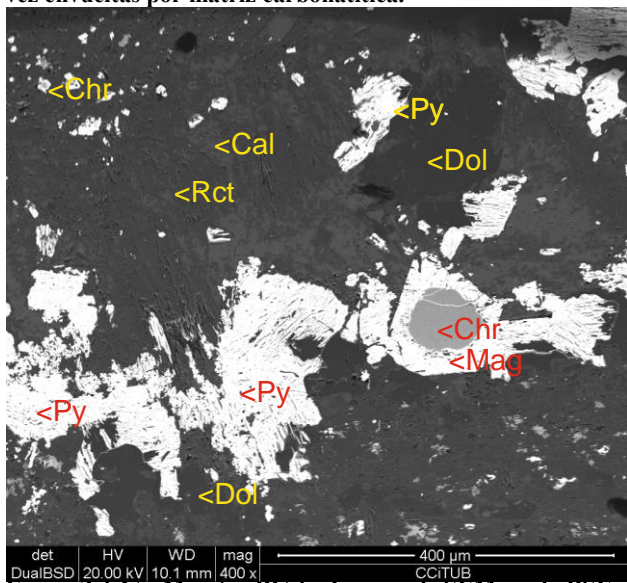


Figura 2.3.4.5. Muestra BG-6j. Imagen de SEM modo BSE. Borde del xenolito anfibólico-olivínico. Cromita (Chr) con un borde de reacción de magnetita (Mag) y pirita (Py). Rct, richterita; Dol, dolomita.

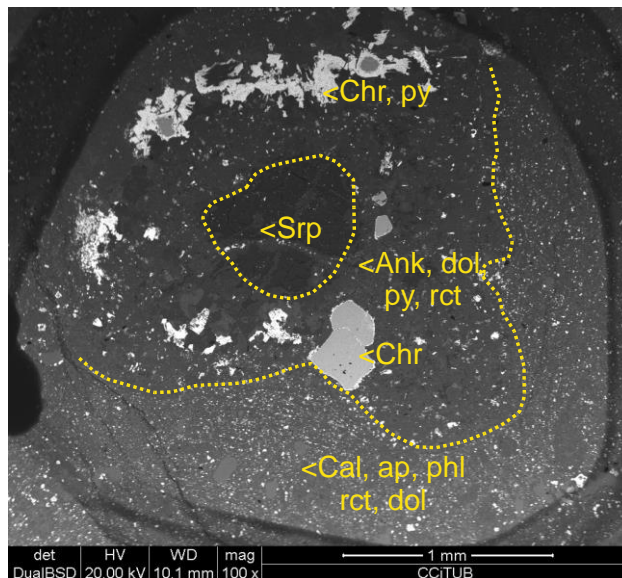


Figura 2.3.4.4. Muestra BG-6j. Detalle de la esterula de la imagen anterior, en imagen de SEM, modo BSE. Minerales del xenolito: olivino reemplazado por serpentina (Srp), cromita (Chr) alterada a magnetita (borde más brillante), y richterita (Rct) alterada a ankerita (ank), dolomita (dol) y pirita (Py). Envuelta de aillikita: calcita (cal), apatito (ap), flogopita (Phl), dolomita (dol), y restos de richterita (Rct), con magnetita pseudomórfica de cromita (puntos brillantes).

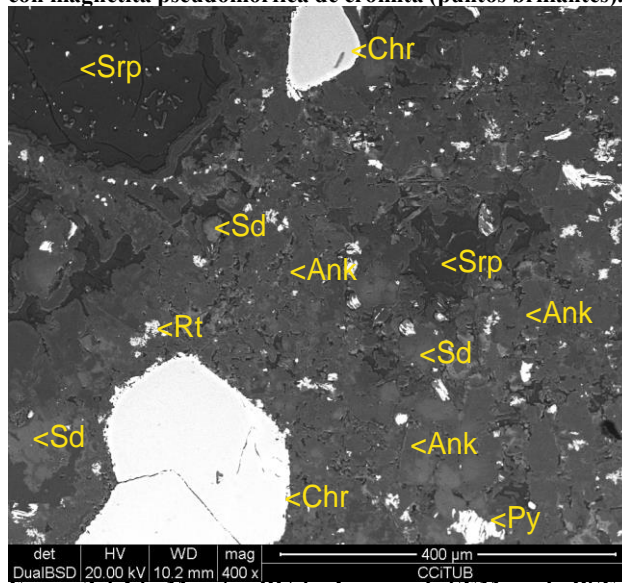


Figura 2.3.4.6. Muestra BG-6j. Imagen de SEM modo BSE. Zona central del xenolito, con olivino alterado a serpentina (Srp), cromita (Chr) con un reborde más brillante de magnetita envuelta a su vez por una mesostasa de serpentina (Srp), siderita (Sd), ankerita (Ank) con rutilo (Rt) y pirita (Py) tabular, posiblemente pseudomórfica de pirrotina.

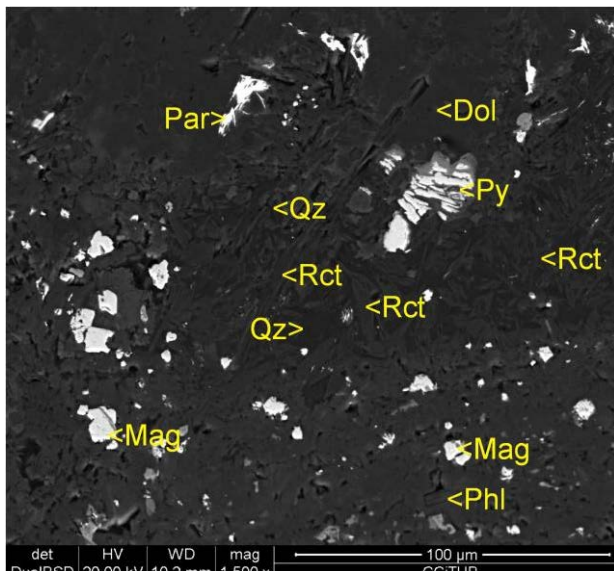


Figura 2.3.4.7. Muestra BG-6j. Imagen de SEM modo BSE. Parte interna del núcleo del xenolito. Reemplazamiento de richterita (Rct) por asociaciones de grano fino con dolomita (Dol) y cuarzo (Qz) con magnetita (Mag), parisita-(Ce) (Par) y pirita (Py). En la matriz aillikítica envolvente destacan flogopita (Phl) y magnetita (Mag).



Figura 2.3.4.9. Muestra BG-6a. Luz transmitida, PPL. Esférula de aillikita en matriz carbonatítica. En su núcleo se observa un enclave carbonatítico de color grisáceo que incluye abundante flogopita de color naranja. El xenolito ha sido muy reabsorbido por la aillikita de color más oscuro, quedando restos de flogopita dispersos en la matriz oscura.

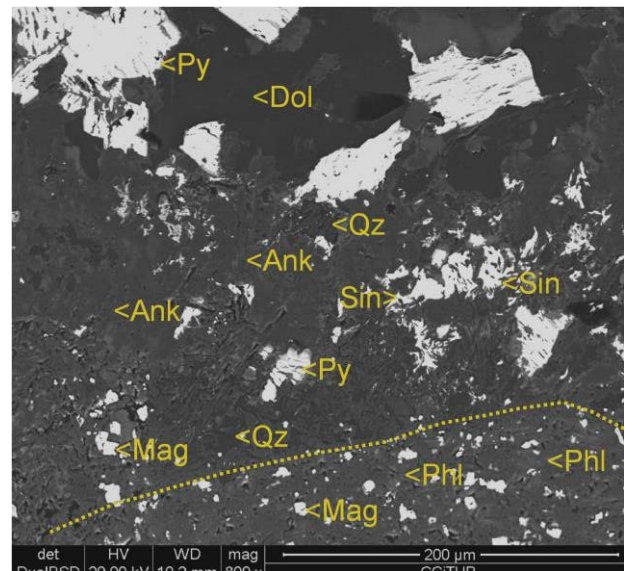


Figura 2.3.4.8. Muestra BG-6j. Imagen de SEM modo BSE. Parte externa del núcleo del xenolito. Reemplazamiento de la misma por asociaciones de grano fino con dolomita (Dol), ankerita (Ank) y cuarzo (Qz) con magnetita (Mag), sinchisita-(Ce) (Sin) y pirita (Py). En la matriz aillikítica envolvente destacan flogopita (Phl) y magnetita (Mag).

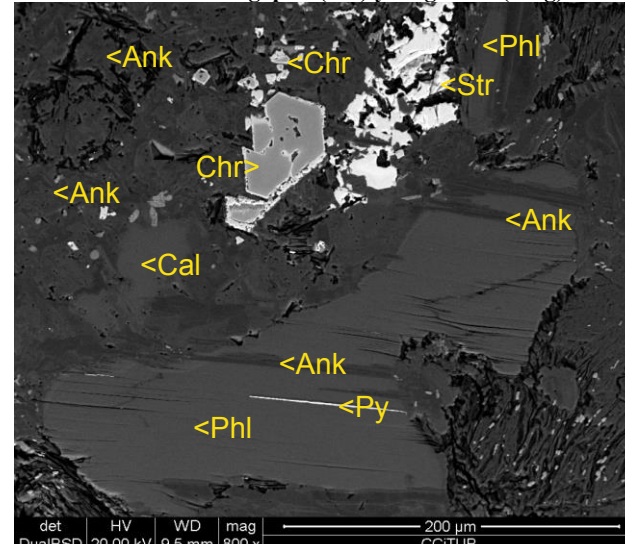


Figura 2.3.4.10. Muestra BG-6a. Imagen de SEM modo BSE, detalle de la imagen anterior. Paragénesis primaria de xenolito carbonatítico: calcita con Sr (Cal), flogopita (Phl). Asimilación del xenolito por aillikita, con flogopita y cromita (Chr) alterada a magnetita. Ankerita (Ank), pirita (Py) y estroncionita (Str) reemplazan al conjunto.

Xenolitos de carbonatita

En primer lugar, cabe señalar que las aillikitas contienen muy a menudo fragmentos carbonatíticos, pero se encuentran con altos grados de asimilación por parte de la aillikita o con alteración hidrotermal muy avanzada, lo que dificulta su reconocimiento y estudio. Un primer grupo, menos alterado, consta de xenolitos centimétricos constituidos por calcita dominante, con menores cantidades de flogopita. Esta asociación primaria es de grano fino, inframilimétrico. Estos xenolitos están muy asimilados por la aillikita envolvente (figura 2.3.4.9) pero además están afectados por alteración hidrotermal. De este modo, asociaciones de granos alotriomórficos de ankerita con pirita y estroncionita reemplazan a los minerales primarios a partir de bordes de grano, incluso a partir de la exfoliación de la flogopita (figuras 2.3.4.10, 2.3.4.11).

Esférulas orbiculares carbonatíticas

Son de forma esférica o elíptica y se encuentran mucho más alterados que los xenolitos (figura 2.3.4.12). En estos casos, están constituidos por más de un 90% modal de carbonatos claramente secundarios (dolomita o ankerita). No obstante, es difícil asegurar su composición original, puesto que la presencia de cromita en alguno de ellos (fig. 2.3.4.12, 2.3.4.13) sugiere que estos enclaves, o cuando menos al menos algunos de ellos, pudieron tener inicialmente asociaciones minerales mucho más complejas, incluyendo silicatos, que habrían sido completamente reemplazados por los carbonatos secundarios. En cualquier caso, estos cristales de cromita presentan lo que puede interpretarse como inclusiones de fundido recrystalizado, consistentes en agregados de flogopita, magnetita, augita titánica, ilmenita, pirrotina y dolomita (fig. 2.3.4.14). Esta asociación, por tanto, tendría una composición mineral que podría interpretarse como correspondiente a una aillikita.

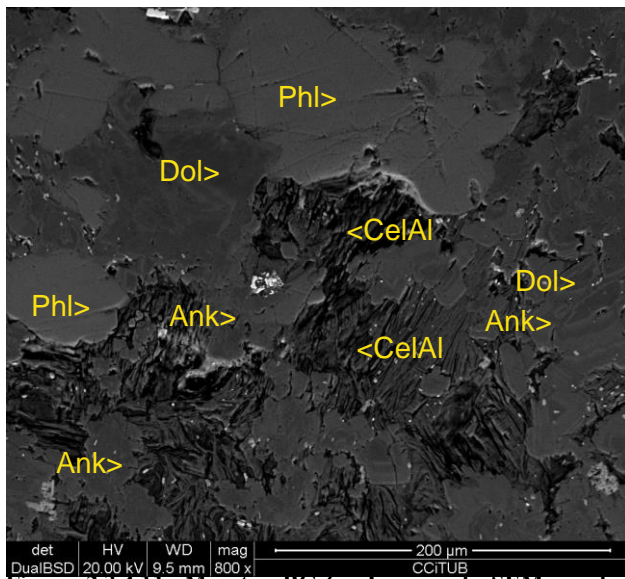


Figura 2.3.4.11: Muestra BG-6a. Imagen de SEM, modo BSE. Flogopita de grano grueso de enclave carbonatítico (Phl) reemplazada por dolomita (dol) y ésta por ankerita (Ank). El xenolito es reemplazado por mesostasa aillikítica con su flogopita alterada a aluminoceladonita (CelAl).

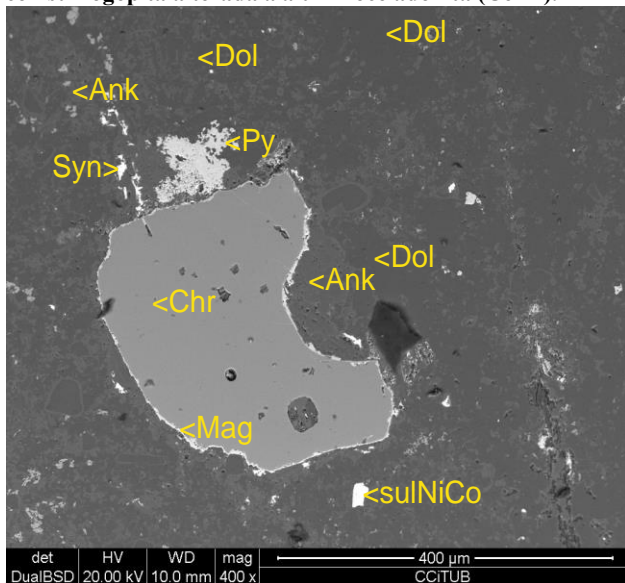


Figura 2.3.4.13: Muestra BG-6i. Imagen de SEM modo BSE. Detalle del núcleo. Cromita (Chr) reemplazada por dolomita (Dol), ankerita (Ank), pirita (Py), sulfuros de NiCo y sincisita-(Ce) (Sin). Nótese la inclusión en la cromita.

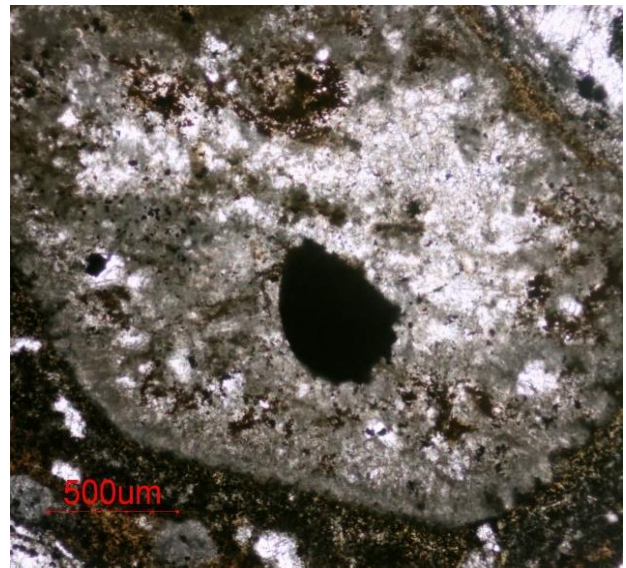


Figura 2.3.4.12. Muestra BG-6i. Luz transmitida. PPL. Orbícula carbonatítica con cromita, reemplazada por dolomita y ankerita secundarias. Está envuelto por una matriz fina de composición aillikítica con carbonatos secundarios.

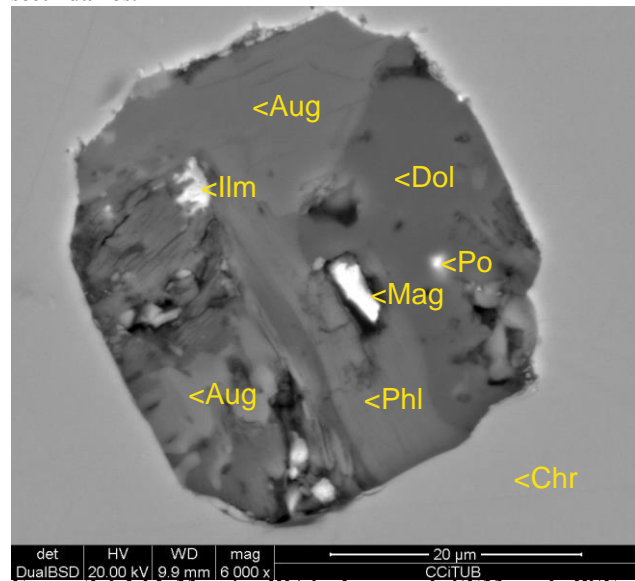


Figura 2.3.4.14. Muestra BG-6i. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de la inclusión aillikítica en cromita (Chr) de la imagen anterior, con augita (Aug), flogopita (Phl), dolomita (dol), pirrotina (po), magnetita (mag) e ilmenita (Ilm).

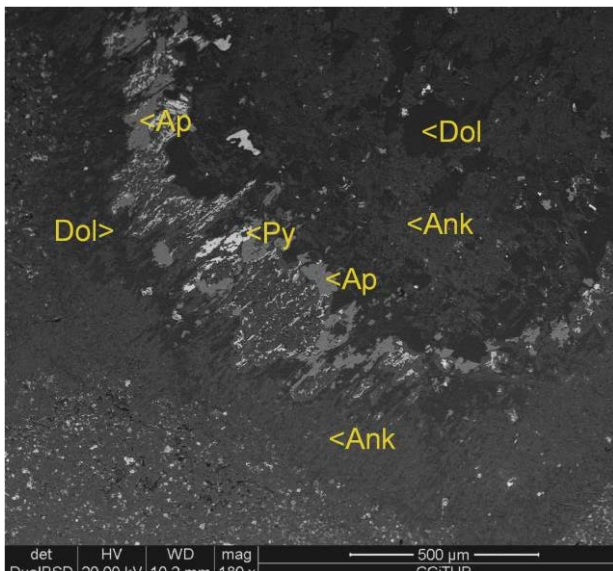


Figura 2.3.4.15. Muestra BG-6a. Imagen de SEM modo BSE. Aspecto general de orbícula carbonatítica alterada. El núcleo está formado por dolomita (Dol) y ankerita (Ank) secundarias. Un primer borde de reacción con la matriz aillikítica de alrededor tiene apatito (Ap), pirita (py) y dolomita (dol); el frente externo es de ankerita (ank).

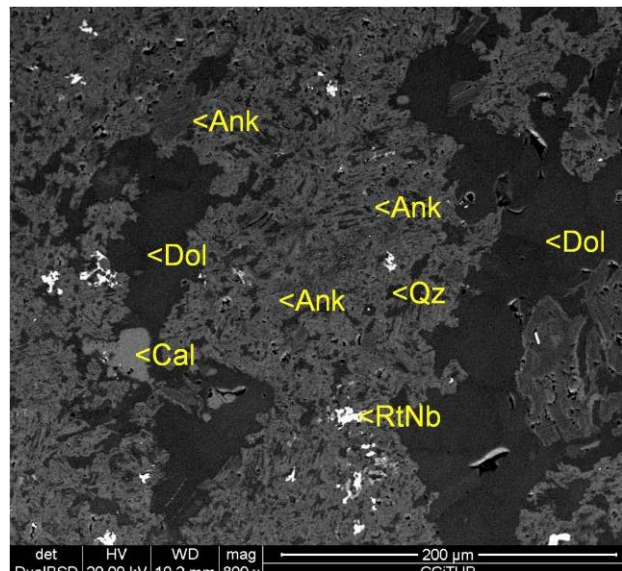


Figura 2.3.4.16: Muestra BG-6a. Imagen de SEM modo BSE. Núcleo de la orbícula carbonatítica, con calcita rica en Sr (Cal) de la carbonatita original reemplazada por dolomita (Dol) y ésta por una asociación de ankerita (Ank), cuarzo (Qtz) e ilmenorutilo (RtNb).

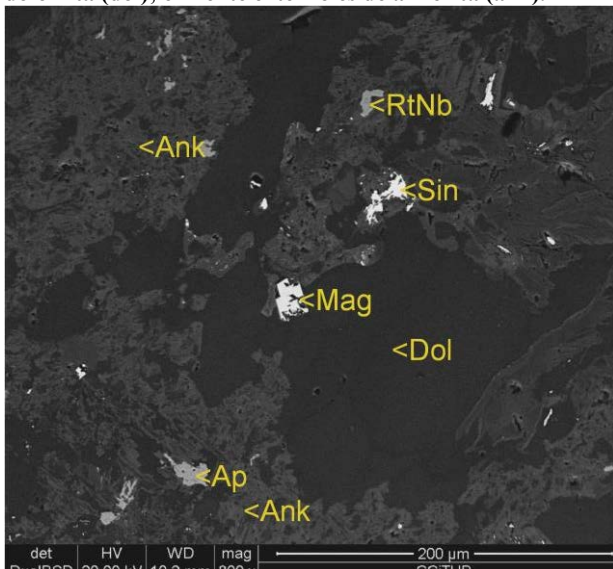


Figura 2.3.4.17. Muestra BG-6i. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de la zona central de la orbícula de la imagen anterior. Dolomita (Dol) reemplazada por ankerita (Ank) asociada con cuarzo, magnetita (mag), ilmenorutilo (RtNb), apatito secundario (ap) y sinchisita-(Ce) (Sin).

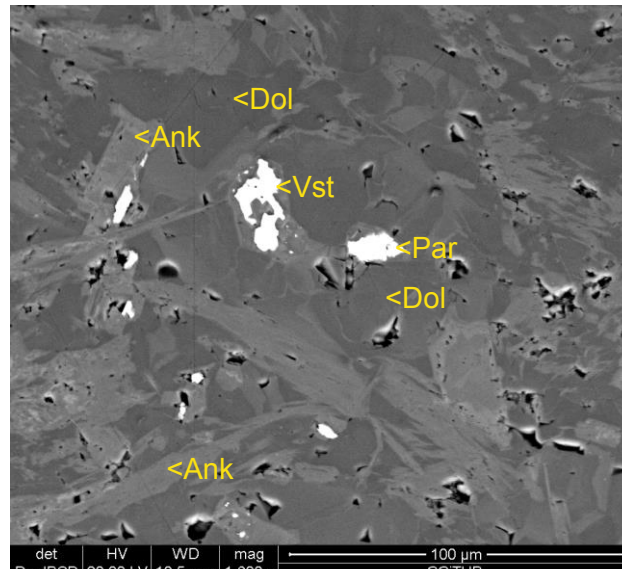


Figura 2.3.4.18. Muestra BG-7a. Imagen de SEM modo BSE. Vetillas de ankerita (Ank) con vaesita (Vst) y parisita-(Ce) (Par) cortando dolomita (Dol).

La alteración es concéntrica y grosso modo se diferencian tres frentes concéntricos, a manera de corteza (figura 2.3.4.15). La zona del núcleo está constituida por dolomita esparítica reemplazada por ankerita, con pequeñas cantidades de ilmenorutilo, magnetita, cuarzo de grano muy fino, apatito secundario y sinchisita-(Ce) (fig. 2.3.4.16, 2.3.4.17).

Por otra parte, se ha encontrado en diversas muestras vaesita (NiS_2) en pequeños cristales alotriomórficos de pocas micras de diámetro, incluidos en vetillas de ankerita que cortan dolomita (fig. 2.3.4.18). La presencia de sulfuros de Ni abre un interrogante sobre la fuente del Ni, que podría proceder de alteración de sulfuros de Ni precoces, pero también de olivino, que podría haber estado originalmente como un mineral accesorio en la carbonatita. Ello explicaría también la abundancia de Mg en los fluidos responsables de la alteración tardía, así como la presencia de pequeñas cantidades de cuarzo secundario.

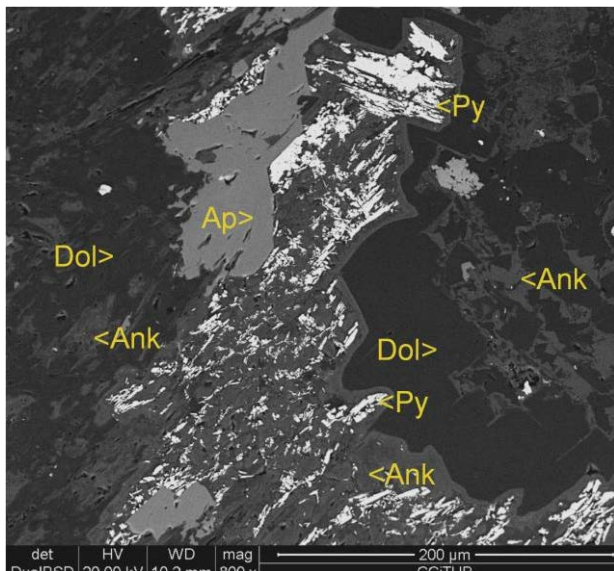


Figura 2.3.4.19. Muestra BG-6a. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de la zona de borde de la orbícula de la imagen anterior, con la dolomita (Dol) de la derecha de la imagen reemplazada por ankerita (Ank) con pirita (Py), apatito (Ap) y otra dolomita tardía más rica en Fe (dol).

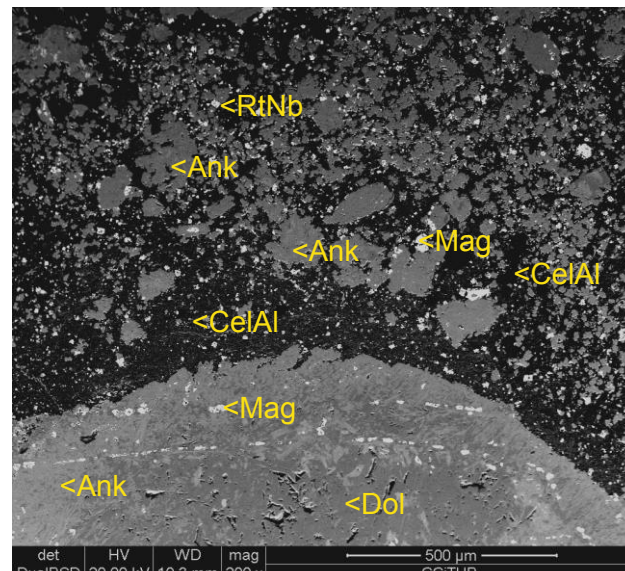


Figura 2.3.4.20. Muestra BG-7a. Imagen de SEM modo BSE. Orbícula carbonatada reemplazada inicialmente por magnetita (mag) y posteriormente por ankerita (Ank) y dolomita (Dol), invadida en los bordes por ailikita alterada, constituida por aluminoceladonita (CelAl) pseudomórfica de flogopita, ankerita (Ank) magnetita e ilmenorutilo (RtNb).

Por otra parte, una primera envolvente de frente de alteración está constituida por intercrecimientos de apatito secundario, pirita con aspecto tabular (posiblemente, pseudomórfica de pirrotina) y ankerita, con restos de dolomita (fig. 2.3.4.19). La mayor parte de estos minerales más tardíos es de tamaño de grano muy fino (menos de 200 micras de longitud) y todos ellos son alotriomórficos. Durante estos procesos secundarios no parecen formarse cavidades con porosidad de tipo geódico o drúsico.

La segunda envolvente externa es ankerítica, y tiene unas 100 micras de ancho, constituida casi exclusivamente por ankerita con textura en peine, con muy pocos restos de dolomita (fig. 2.3.4.20). A grandes rasgos, el contacto de los xenolitos con la matriz es de forma redondeada, pero cuando se observa en detalle, se aprecia que el contacto es muy irregular y que los xenolitos de carbonatita están invadidos y reemplazados por la matriz ailikítica; es posible que la alteración avanzara por entre los bordes de grano de los cristales originales de la carbonatita (fig. 2.3.4.20, 2.3.4.21).

En detalle, asimismo, puede observarse que en primera instancia los xenolitos carbonatíticos están invadidos por magnetita dispuesta en forma de pequeños cristalitos alineados en vetillas; estos cristales se ven asimismo reemplazados por la asociación de ankerita-calcita. Ésta, también en detalle, es muy compleja, pues puede verse que se forma una primera generación de dolomita romboédrica, seguida por ankerita que la sobrecrece o reemplaza en forma de cristales que pueden ser tabulares, y una última generación de dolomita (fig. 2.3.4.21)

Esférulas orbiculares de apatito-dolomita

Algunas pocas esférulas que están también incluidas en la matriz de ailikita tienen una apariencia muy metasomatizada. Están constituidas por un núcleo de apatito y dolomita, con una envuelta periférica de composición ankerítica y textura orbicular. En realidad, esta distribución es parecida a la que se encuentra en las dos envueltas externas de las esférulas orbiculares carbonatíticas alteradas descritas en el apartado anterior, por lo que pueden corresponder a xenolitos carbonatíticos muy metasomatizados, o a secciones en que sólo se ve la corteza más externa de los mismos. Como se indicó en el caso anterior, la parte más interna está constituida esencialmente por apatito alotriomórfico (en el orden del 65% modal) de grano fino (unas 100 micras) reemplazado por

dolomita secundaria y ankerita (figura 2.3.4.22). Se identifica algunos granos de pirita euhedrales con inclusiones de apatito y vetillas de barita que están asociados con dolomita (figura 2.3.4.23). Se han observado agregados fibrosos de sinchisita-(Ce) que están asociados a ankerita y los procesos hidrotermales más tardíos. Entre el apatito del núcleo se observan pseudomorfos de un mineral indeterminado, con el espacio anteriormente ocupado por el mineral relleno por una secuencia que comprende cristales aciculares de grano fino de millerita (NiS) en el borde y ankerita secundaria con pirita, lo que sugiere que el mineral precursor pseudomorfizado pudo haber sido olivino (figura 2.3.4.24) En el borde de la orbícula hay una envuelta de ankerita con textura en peine.

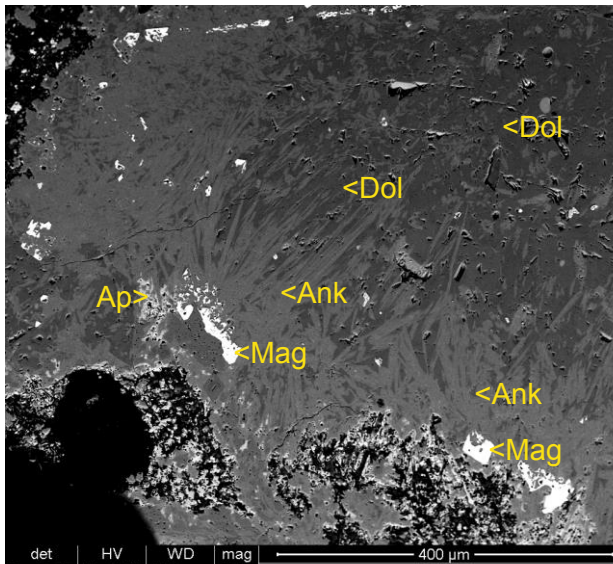


Figura 2.3.4.21. Muestra BG-7a. Imagen de SEM modo BSE. Orbícula carbonatítica corroída por la matriz aillikítica (mesostasa oscura con puntos brillantes de magnetita). En el interior, dolomita (Dol) reemplazada por ankerita (Ank) con apatito (Ap) y magnetita (Mag).

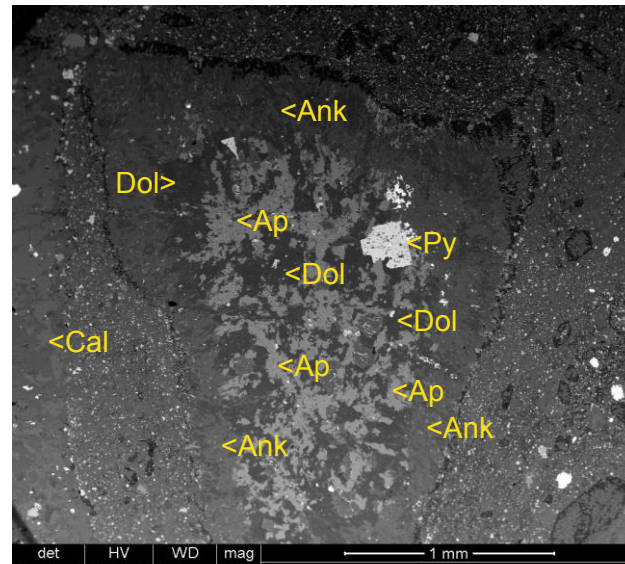


Figura 2.3.4.22. Muestra BG-6a. Imagen de SEM, modo BSE. Aspecto general de una orbícula rica en apatito. Núcleo formado por apatito (Ap) y dolomita (Dol), con escasa pirita (Py). Nótese una envuelta ankerítica (Ank) en el contacto con la matriz de aillikita de grano fino (mesostasa rica en flogopita, punteada con cristales de magnetita).

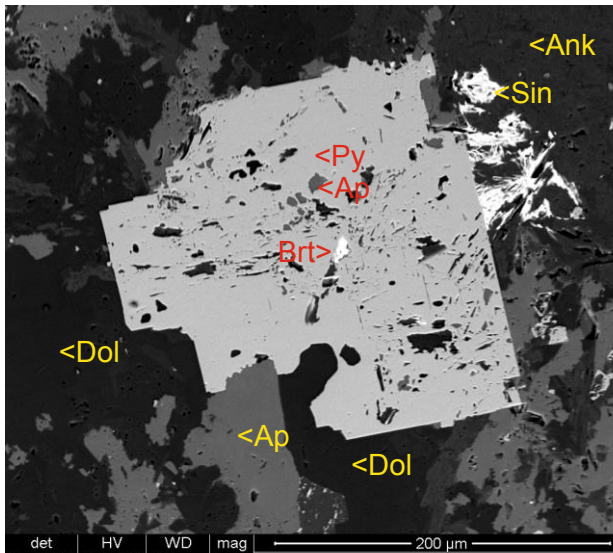


Figura 2.3.4.23. Muestra BG-6a. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de la orbícula apatítica de la imagen anterior, en el núcleo de un xenolito. El apatito (Ap) es reemplazado por dolomita (Dol) con pirita (Py, rica en inclusiones de apatito). El conjunto es cortado por ankerita (Ank) con sinchisita (Sin) asociada; una generación tardía de barita (Brt) corta a la pirita.

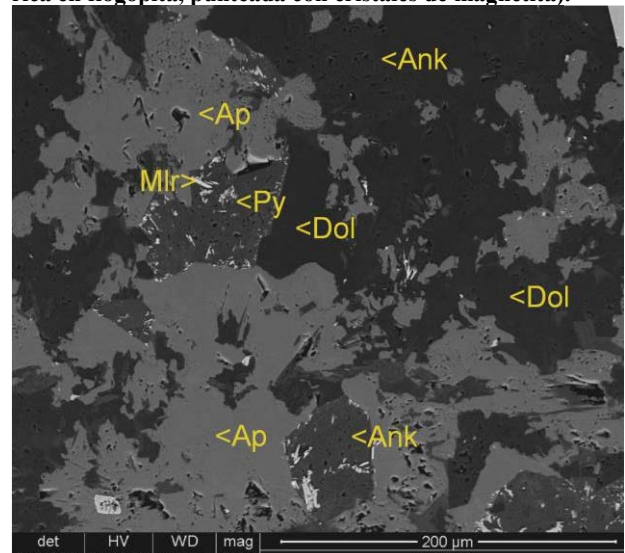


Figura 2.3.4.24. Muestra BG-6a. Imagen de SEM modo BSE. Núcleo de orbícula, con apatito (Ap) reemplazado por dolomita (Dol) y ankerita (Ank). Nótese los pseudomorfos de un mineral precursor por ankerita (Ank) con pirita (Py) y millerita (Mlr) en el borde de los cristales.

2.3.4.2. Xenocristales en las aillikitas

En las aillikitas se detectan en algunos casos pseudomorfos de cristales que se interpretan como antiguos xenocristales de olivino muy alterados. Son redondeados, de tamaño milimétrico, y están constituidos por una asociación pseudomórfica con distribución zonal, con reborde de minerales del grupo de la serpentina acompañados de pirita y ankerita y una parte central de cuarzo alotriomórfico (figuras 2.3.4.25, 2.3.4.26). La asociación del reborde está constituida por cristales alotriomórficos de tamaño de grano fino (menos de 40 micras).

En el núcleo de cuarzo se distinguen pequeños cristales alotriomórficos de gersdorffita [NiAsS], de menos de 5 micras de diámetro, escasos pero repartidos por el conjunto de los cristales de cuarzo. La presencia de minerales de Ni nuevamente sugiere que el cristal originalmente fue de olivino niquelico.



Figura 2.3.4.25. Muestra BG-6t. Luz transmitida. PPL. Partícula esferoideal de aillikita con un xenocristal de olivino alterado a serpentinas con pirita y carbonatos en el borde y a cuarzo secundario en el centro. Algunas vacuolas redondeadas rellenas de calcita, incoloras, destacan asimismo dentro de la mesostasa de aillikita. El esferoide está envuelto por una matriz calciocarbonatítica, incolora, con otras esférulas de aillikita y algunos cristales de pirocloro (parte superior izquierda).

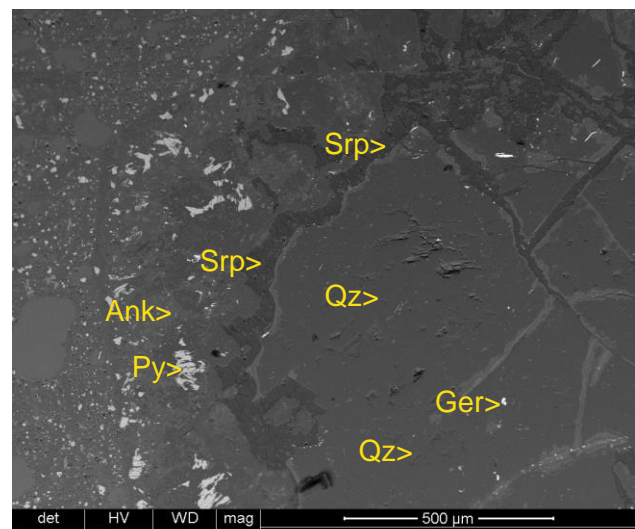


Figura 2.3.4.26. Muestra BG-6t. Imagen de SEM modo BSE. Detalle del megacristal de olivino alterado de la imagen anterior, reemplazado en el centro por cuarzo (Qz), con gersdorffita (Ger) y en los bordes por serpentinas (Srp), ankerita (Ank) y pirita (Py).

2.3.4.3. Matriz aillikítica de las esférulas

La matriz aillikítica se encuentra afectada por distintos grados de reemplazamiento por procesos secundarios de dolomitización y ankeritización, que afectan tanto a las aillikitas como a sus xenolitos como a la matriz carbonatítica que las envuelve, por lo que la mineralogía original de la roca ha quedado modificada por otros productos más tardíos.

La matriz aillikítica, en todo caso, está constituida principalmente por láminas hipidiomórficas a idiomórficas con hábito tabular de flogopita, con un tamaño de grano de unas 20 micras de longitud. En estos cristales se adivina una zonación que es el reflejo de tener proporciones en Ti más elevadas en el centro de los cristales. El color de la flogopita es anaranjado parduzco pálido, si bien queda muy enmascarado en lámina delgada debido a su intercrecimiento con otros minerales de tamaño de grano muy fino. La flogopita es el mineral más abundante en la matriz, donde puede constituir más del 65% modal (figuras 2.3.4.25 a 2.3.4.38).

Diferentes tipos de carbonatos son los segundos componentes en abundancia de la matriz, con proporciones en el orden del 20% modal, pero que pueden fluctuar dependiendo del grado de alteración de la roca. La paragénesis original parece que constaría de calcita, pero en muchas de las muestras el carbonato es actualmente calcita o ankerita; pueden darse mezclas de varios de estos componentes. Como la flogopita, son de tamaño de grano muy fino, y son siempre alotriomórficos, ocupando posiciones intersticiales entre las plaquitas de flogopita (figuras 2.3.4.27 a 2.3.4.30).

En algunos casos la flogopita presenta una alteración o sobrecrecimiento de richterita, que se sitúa en posición intersticial entre los cristales de flogopita y de carbonato, por lo que estos cristales son de tamaño de grano muy fino y alotriomórficos; son muy difíciles de apreciar en lámina delgada debido a su tamaño de grano fino y sus intercrecimientos complejos con el resto de minerales (figura 2.3.4.29).

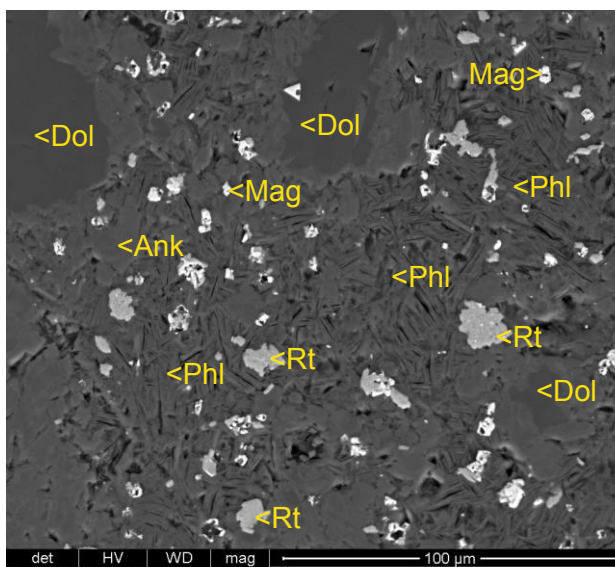


Figura 2.3.4.27. Muestra BG-6i. Imagen de SEM, en modo BSE. Matriz de aillikita alterada, constituida por dolomita (Dol), ankerita (Ank), flogopita (Phl), rutilo (Rt) y magnetita (Mag).

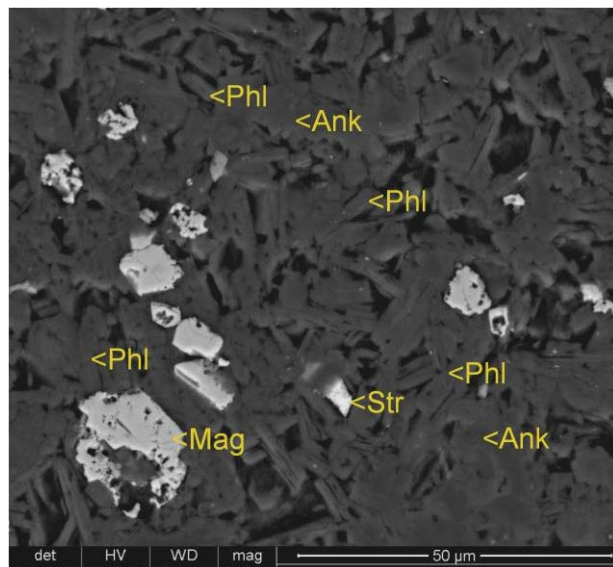


Figura 2.3.4.28. Muestra BG-6p. Imagen de SEM, en modo BSE. Detalle de matriz de aillikita alterada, con abundante flogopita (Phl) con magnetita (Mag), estroncianita (Str) y ankerita (Ank).

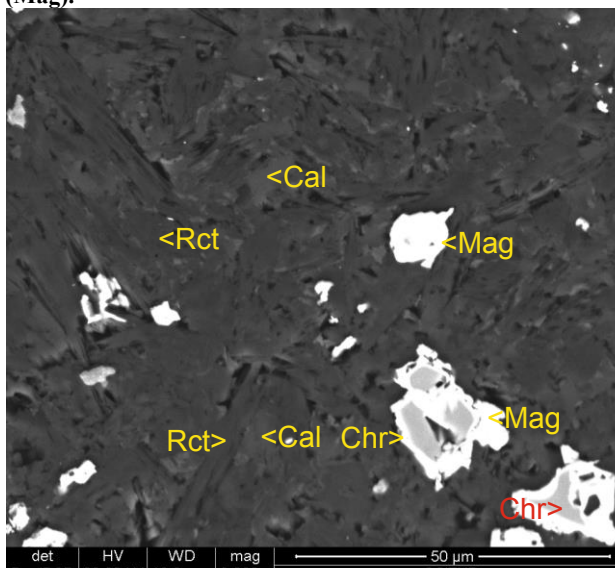


Figura 2.3.4.29. Muestra BG-6j. Imagen de SEM, en modo BSE. Detalle de una muestra con matriz aillikítica no alterada, con flogopita, richterita intersticial (Rct), calcita (Cal) intersticial y cromita (Chr) parcialmente reemplazada, con reborde de magnetita (Mag).

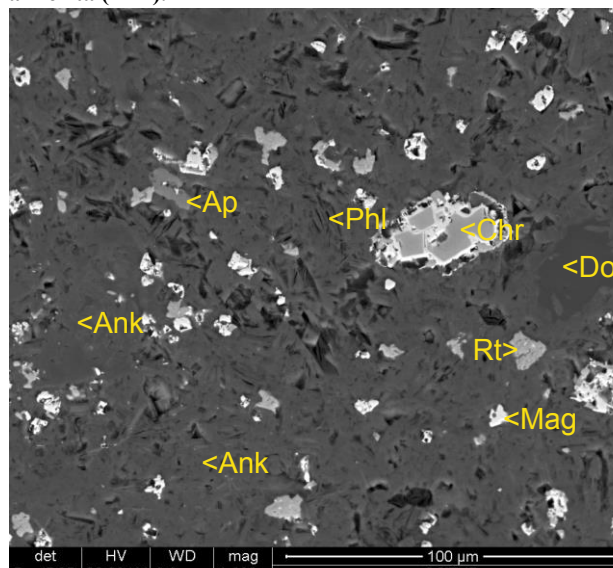


Figura 2.3.4.30. Muestra BG-6i. Imagen de SEM, en modo BSE. Matriz de aillikita alterada, constituida por dolomita (Dol), ankerita (Ank), flogopita (Phl), rutilo (Rt), apatito (Ap) y restos de cristales de cromita (Chr) reemplazados por y magnetita (Mag).

Los minerales del grupo de la espinela son el tercer grupo mineral por orden de abundancia, si bien se encuentran en proporciones inferiores al 10% modal. Por lo general se trata o bien de cristales hipidiomórficos, octaédricos (figuras 2.3.4.27 a 2.3.4.30), con tamaño de grano inferior a 10 micras, o bien de agregados glomeroporfidicos de los mismos (fig. 2.3.4.30). Los minerales del grupo de las espinelas son casi siempre de tamaño de grano muy fino, y en ellos se distingue casi siempre un núcleo corroído de cromita y una envuelta reemplazante de magnetita, si bien en algunos casos el reemplazamiento a magnetita parece haber sido completo, desapareciendo los núcleos cromíticos (figura 2.3.4.28). Por lo general, los mayores grados de reemplazamiento por magnetita parecen darse en los casos en que la matriz contiene mayores proporciones de ankerita y dolomita y donde no se aprecia calcita, mientras que la presencia de calcita relicta se correlaciona con menores reemplazamientos de la cromita. Además, se ve una generación de magnetita de tamaño de grano muy fino, alotriomórfica, sin núcleo de cromita, directamente asociada con la ankerita hidrotermal. Todo ello sugiere que el reemplazamiento de la cromita por magnetita es de origen hidrotermal, y que se asocia con los fenómenos de reemplazamiento de calcita de la matriz por carbonatos del grupo de la dolomita.

Otro mineral relativamente común en algunas muestras pero ausente en otras es el rutilo niobífero. Aparece como cristales alotriomórficos de tamaño de grano muy fino (menos de 20 micras) asociado invariablemente con ankerita y dolomita (figuras 2.3.4.27, 2.3.4.28, 2.3.4.29, 2.3.4.31, 2.3.4.32), por lo que se le puede atribuir un origen hidrotermal.

Los minerales del grupo del pirocloro son muy raros en estas rocas, pero se han encontrado algunos pocos cristales idiomórficos con hábito octaédrico de gran tamaño, hasta 200 micras (figura 2.3.4.31), ricos en inclusiones de calcita y apatito. Estos cristales, en las rocas alteradas, se encuentran asimismo reemplazados en grado variable por generaciones tardías de pirocloro, especialmente ricas en estroncio, de manera similar a lo que acontece en el plug de Bonga o en otras carbonatitas del entorno, como Tchivira (Bambi, 2015). El reemplazamiento es de alcance y distribución muy irregular, pero parece avanzar por la zonación original de los cristales. Por otra parte, estos cristales se ven cortados por barita.

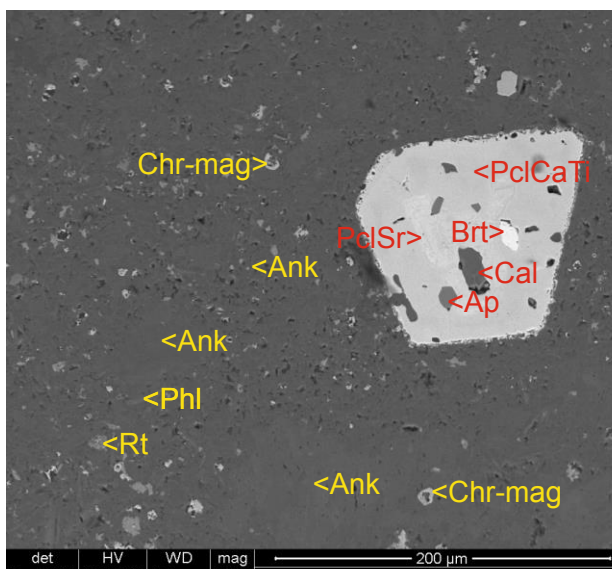


Figura 2.3.4.31. Muestra BG-6d. Imagen de SEM, en modo BSE. Matriz de aillikita con ankerita (Ank), flogopita (Phl), rutilo (Rt), cromita reemplazada por magnetita (Chr-Mag) calciopirocloro (PclCaTi) con inclusiones de apatito (Ap) y calcita (Cal), reemplazado por pirocloro estroncico (PclSr) y barita (Brt).

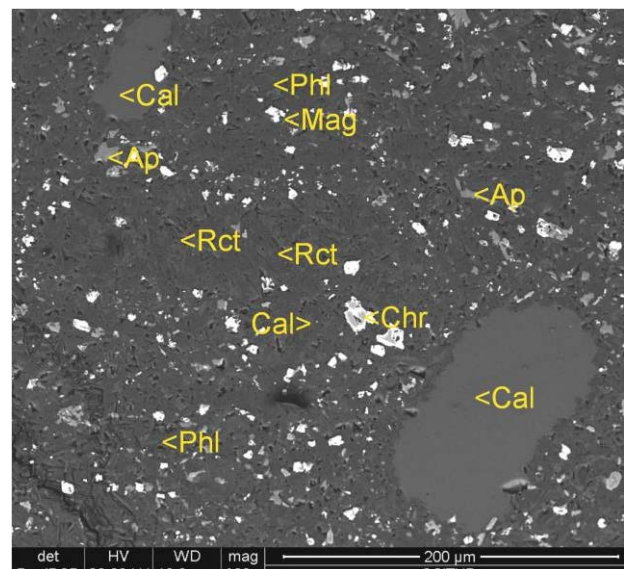


Figura 2.3.4.32. Muestra BG-6j. Imagen de SEM modo BSE. Matriz aillikítica con abundante flogopita (Phl), que puede estar pseudomorfizada por richterita (Rct) entre apatito (Ap), cromita (Chr) y calcita (Cal). Hay otra generación de calcita en vesículas redondeadas y elongadas.

El apatito es raro en estas rocas, pero se ha identificado en rocas tanto frescas (figura 2.3.4.32) como alteradas (figura 2.3.4.30), por lo que probablemente es un mineral primario. Aparecen en forma de cristales alotriomórficos redondeados, de tamaño de grano muy fino (menos de 20 micras).

En asociación con los carbonatos secundarios (dolomita y calcita) no es raro encontrar pequeñas cantidades de estroncianita [SrCO_3]. Ocupa posiciones intersticiales entre otros minerales, en particular, flogopita, en asociación a menudo con ankerita y dolomita, por lo que es de origen hidrotermal tardío (figura 2.3.4.28).

2.3.4.4. Esférulas de calcita no alterada en las aillikitas

Son cuerpos esferoidales de pequeñas dimensiones, dispuestos al azar, que se han encontrado sólo en aquellas aillikitas poco afectadas por procesos de ankeritización o dolomitización, por lo que en la mayor parte de casos pueden haber sido borradas por la recristalización producida por el reemplazamiento de la calcita primaria por los carbonatos del grupo de la dolomita. Los contactos de estos cuerpos con la mesostasa aillikítica son bastante netos, pero aunque el tamaño de estos cuerpos es muy pequeño parece que se observen cristales de la matriz proyectándose hacia dentro de la esférula (figura 2.3.4.32), lo que sugiere que pudo haber habido originalmente un espacio ocupado por fluidos donde se encuentra actualmente la esférula y que, por tanto, estas esférulas pueden ser vacuolas posteriormente rellenas por calcita.

2.3.5 FRAGMENTOS DE ROCA METASOMATIZADA MAGNÉSICA

Se trata de fragmentos de calciocarbonatita compuestos por calcita mayoritaria con menor proporción de apatito, pirocloro y magnetita que han sido reemplazados por un sistema de vetillas de anchura milimétrica y que describen una textura similar a un stockwork (figura 2.3.5.1, 2.3.5.2). Se han identificado en zonas de contacto entre carbonatitas y aillikitas.



Figura 2.3.5.1. Muestra BG-14b. Luz transmitida. PPL: Fragmento de calciocarbonatita reemplazado por vetas de dolomita y brucita.

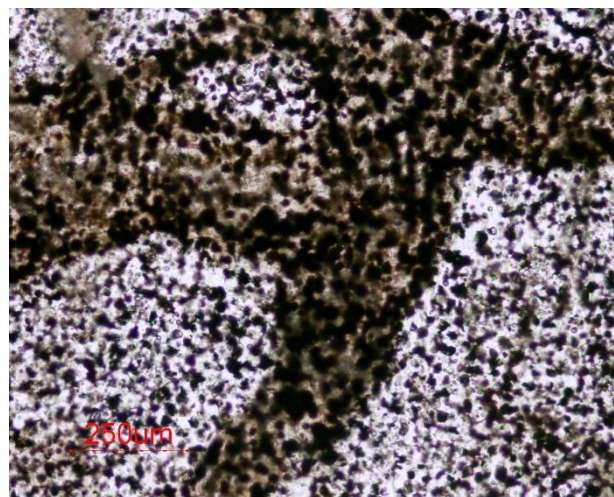


Figura 2.3.5.1. Muestra BG-14b. Luz transmitida. PPL: Detalle de la imagen anterior.

Las vetillas presentan un tono marrón oscuro y están constituidos principalmente por dolomita secundaria que reemplaza calcita. Entre la dolomita se identifican nódulos esféricos con un diámetro aproximado de 50 micras de brucita $[Mg(OH)_2]$ de grano muy fino (figura 2.3.5.2), que se interpretan como el producto de reemplazamiento pseudomórfico de periclasa $[MgO]$ precursora. En todos los casos, la brucita contiene cristales dispersos magnetita de tamaño de grano muy fino, inferior a 1 micra (figura 2.3.5.3).

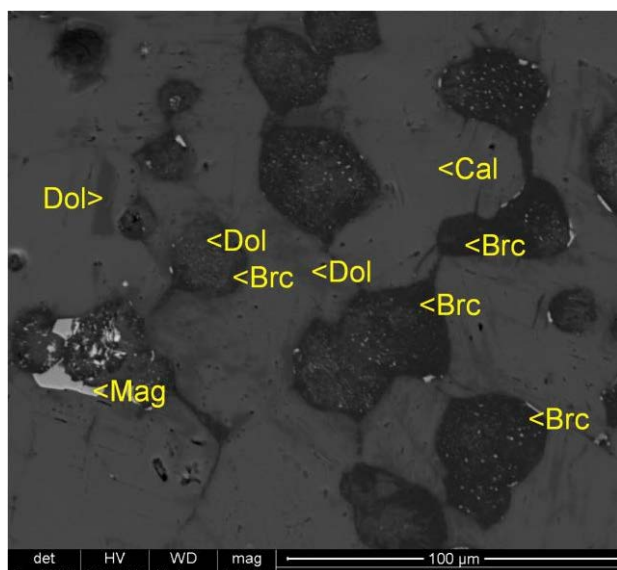


Figura 2.3.5.3: Muestra BG-14b. Imagen de SEM modo BSE. Dolomita (Dol) y brucita (Brc) reemplazan calcita. La brucita contiene pequeñas inclusiones de magnetita (Mag).

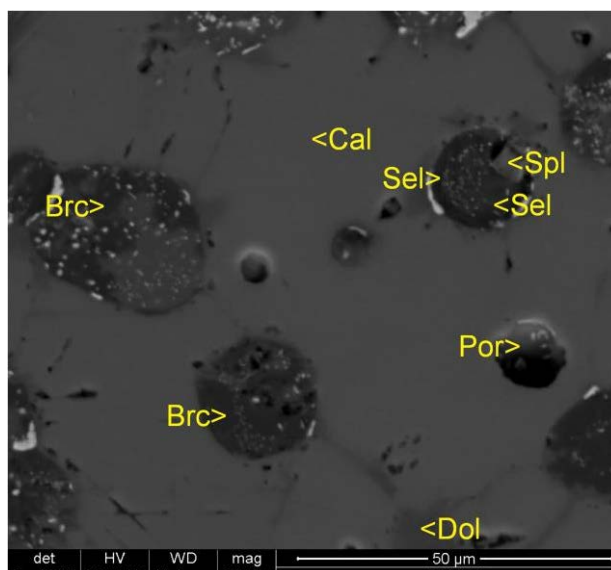


Figura 2.3.5.4: Muestra BG-14b. Imagen de SEM modo BSE. Calcita reemplazada por nódulos de brucita (Brc) y sellita (Sel) con inclusiones de espinela (Spl) y portlandita (Por) entre filones de dolomita (Dol).

Muy localmente, se han identificado nódulos esféricos compuestos por sellaita $[\text{MgF}_2]$ con inclusiones de espinela s.s. $[\text{MgAl}_2\text{O}_4]$ entre calcita y envueltos por finas vetas de dolomita secundaria. Además, se aprecian inclusiones redondeadas de portlandita $[\text{Ca}(\text{OH})_2]$ de hasta 10 micras de diámetro (figura 2.3.5.4). Esta portlandita podría formarse por hidratación de cal $[\text{CaO}]$.

Se han identificado zonas de la calciocarbonatita reemplazada en la que la alteración magnésica por dolomita es generalizada, de modo que la calcita es casi completamente pseudomorfizada (figura 2.3.5.5, 2.3.5.6). En estos casos, otros minerales pueden ser también afectados por el fenómeno de reemplazamiento. Así, en la carbonatita primaria, además de la calcita, se observa una elevada abundancia de apatito que podía alcanzar hasta un 70% modal aproximadamente en algunas bandas, con granos de apatito hipidiomórficos con hábito prismático (figura 2.3.5.5). Algunos de estos cristales de apatito también están fuertemente alterados en estas zonas de alteración magnésica y adoptan una morfología alotriomórfica, especialmente cuando son cortados por vetas de dolomita tardías irregulares. En estos casos, se ha observado la formación de vetillas rellenas con agregados fibroso-radiales de sinchisita-(Ce) (figura 2.3.5.7).

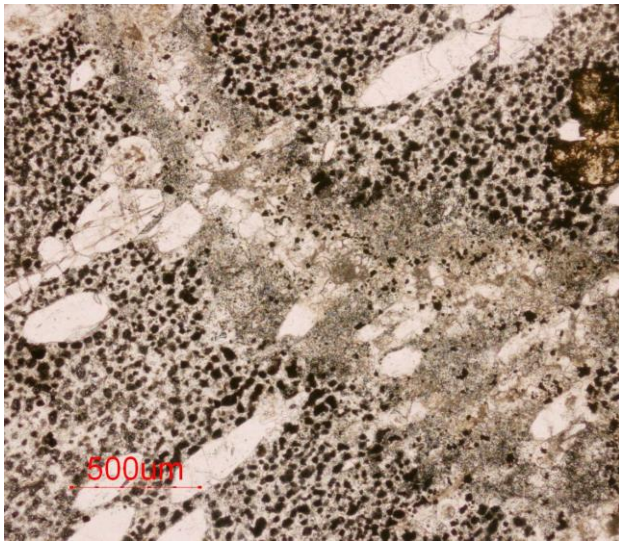


Figura 2.3.5.5: Muestra BG-14b. Luz transmitida. PPL: Fragmento de calciocarbonatita reemplazado por dolomita y brucita (nódulos oscuros). Abundante apatito y cristales de pirocloro (parte superior derecha).

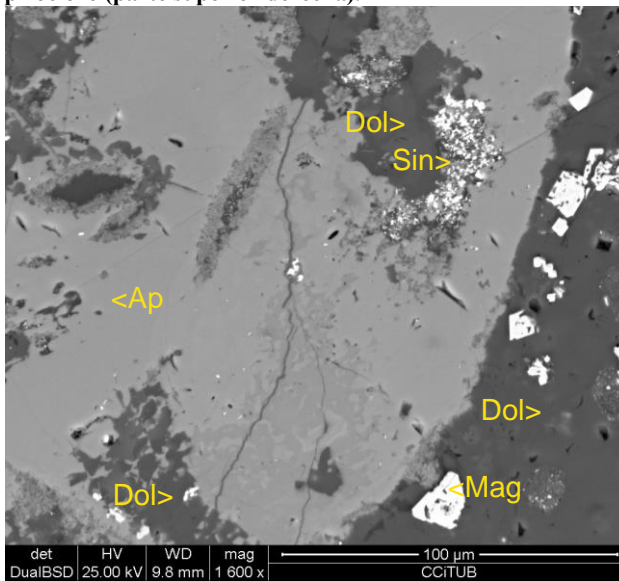


Figura 2.3.5.7: Muestra BG-14b. Imagen de SEM modo BSE. Cristal de apatito (Ap) reemplazado por dolomita (Dol) secundaria. Se aprecia sinchisita (Sin).

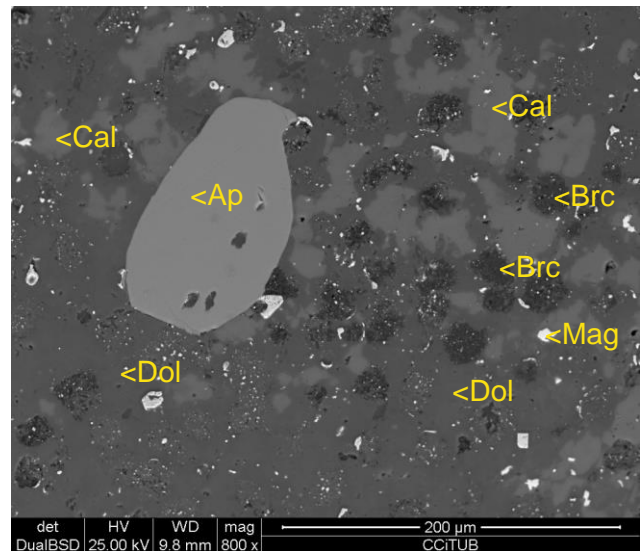


Figura 2.3.5.6: Muestra BG-14b. Imagen de SEM modo BSE. Apatito (Ap) entre calcita (Cal) reemplazada por vetas de dolomita (Dol), magnetita (Mag) y nódulos de brucita (Brc).

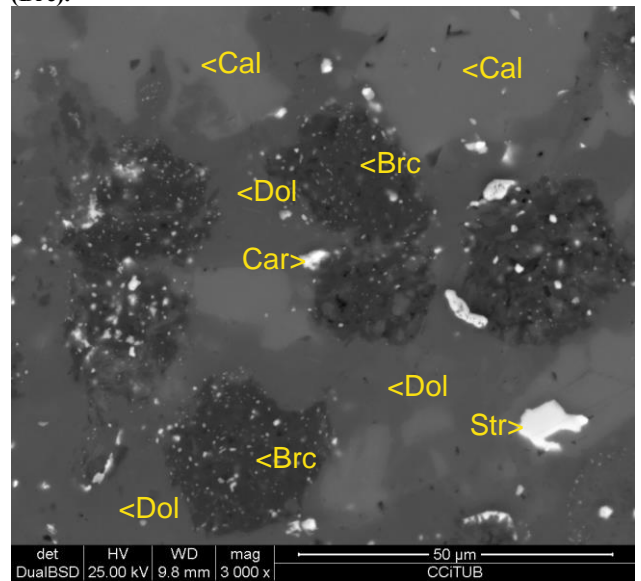


Figura 2.3.5.8: Muestra BG-14b. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de calcita (Cal) reemplazada por dolomita (Dol) y brucita (Brc), estroncianita (Str) y carbocernaita (Car).

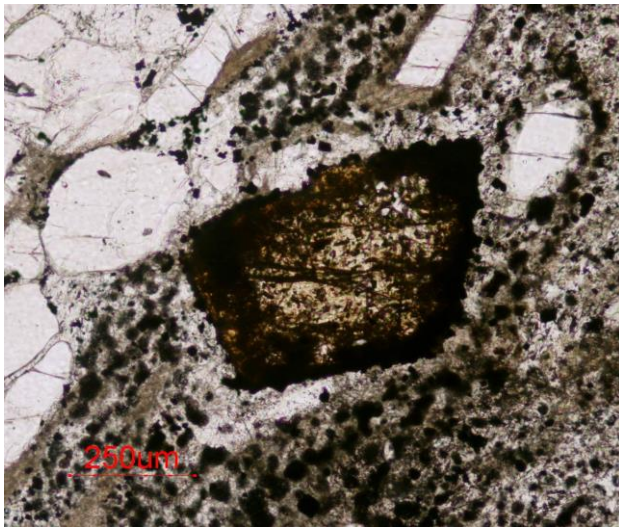


Figura 2.3.5.9. Muestra BG-14b. Luz transmitida. PPL: Pirocloro con un borde de reacción debido al reemplazamiento de dolomita y brucita. Se encuentra diseminado entre calcita dolomitizada y apatito.

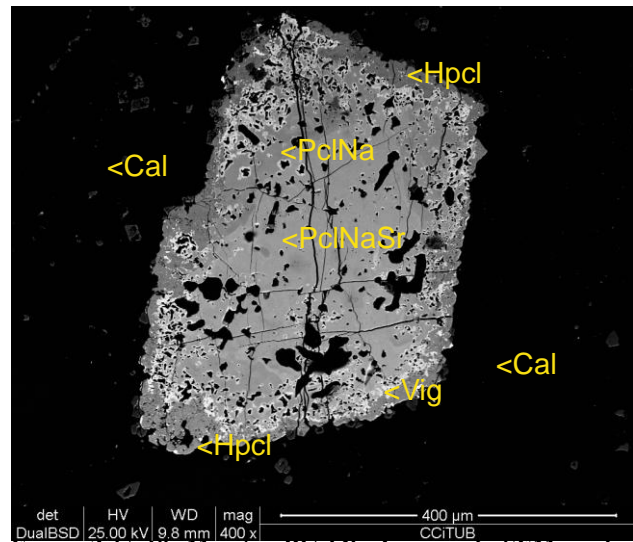


Figura 2.3.5.10. Muestra BG-14b. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario (PclNa) reemplazado por pirocloro de Sr (PclNaSr). En los bordes presenta filones de vigezzita (Vig) y una alteración por hidropirocloro (Hpcl).

Entre la dolomita reemplazante cristaliza una generación de magnetita de grano fino, idiomórfica, en cristales octaédricos de menos de 20 micras de diámetro, acompañados por estroncianita alotriomórfica (figura 2.3.5.8). Esta estroncianita, por tanto, se interpreta como secundaria y con su estroncio posiblemente aportado por la alteración de la calcita magmática, mineral que como hemos visto presenta una cierta proporción de Sr. Además, se identifican carbonatos de REE intersticiales entre la dolomita, en particular, carbocernaíta $[(\text{Sr,Ce,Lu})(\text{Ca,Na})(\text{CO}_3)_2]$ de grano fino (figura 2.3.5.8).

En las zonas ricas en apatito afectadas por el reemplazamiento por dolomita secundaria se han identificado proporciones accesorias de pirocloro, diseminado, de morfología subeuhedral y tamaño inferior a 0,5 mm (figura 2.3.5.9). El núcleo del cristal corresponde a pirocloro primario reemplazado de forma irregular por pirocloro enriquecido en Sr. En los bordes del cristal se observa una franja, que reemplaza a las anteriores generaciones de pirocloro, constituida por intercrecimientos irregulares de granos de pocas micras de anchura de vigezzita $[(\text{Ca,Ce})(\text{Nb,Ta,Ti})_2\text{O}_6]$, óxido del grupo de la aeschinita-(Ce), con hidropirocloro secundario $(\text{H}_2\text{O},\square)_2\text{Nb}_2(\text{O,OH})_6(\text{H}_2\text{O})$. Este último mineral tiende a concentrarse en la parte más externa del cristal (figura 2.3.5.10).

2.3.6. PETROGRAFÍA DE LOS FRAGMENTOS DE FOSCORITAS

Los fragmentos de foscoritas son raros, aunque pueden tener un tamaño relativamente grande, alcanzando dimensiones decimétricas (fig. 2.3.6.1). Se caracterizan por presentar un color grisáceo, con una textura granuda alotriomórfica con tamaño de grano fino (por lo general, inferior a 3 mm), debido a la cristalización en equilibrio de cristales de magnetita, apatito y olivino alterado en proporciones modales similares, en el orden del 30% cada uno (fig. 2.3.6.2), con menores cantidades de minerales de los grupos de las micas y de los anfíboles, además de minerales de elementos raros, especialmente ricos en Zr.



Figura 2.3.6.1. Muestra de mano BG-6m (parte derecha de la imagen) serrada lista para realizar láminas delgadas (6l y 6m). Brecha con cuerpos de aillikitas, nelsonitas y foscoritas alteradas, en una matriz carbonatítica.

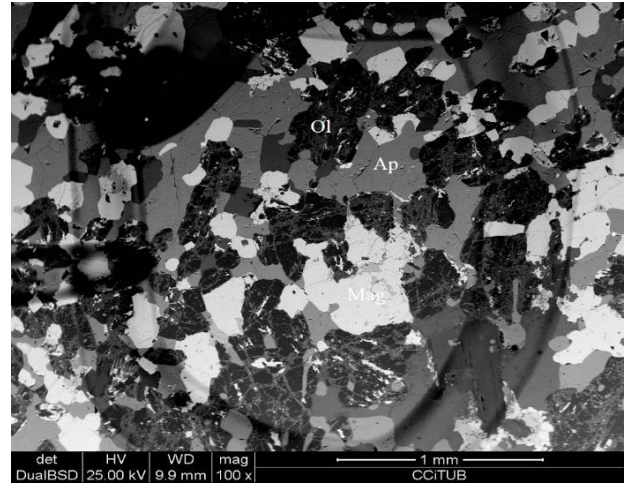


Figura 2.3.6.2. Muestra BG-6m. SEM, modo BSE. Aspecto general de la textura de la foscorita, con cristales de olivino (Ol) reemplazados por cuarzo y serpentinas, magnetita (Mag) y apatito (Ap).

En los contactos entre los granos es típico observar texturas de bordes curvos y puntos triples (figuras 2.3.6.3, 2.3.6.4). No obstante, la paragénesis original se encuentra pseudomorfizada en buena parte por asociaciones minerales secundarias.

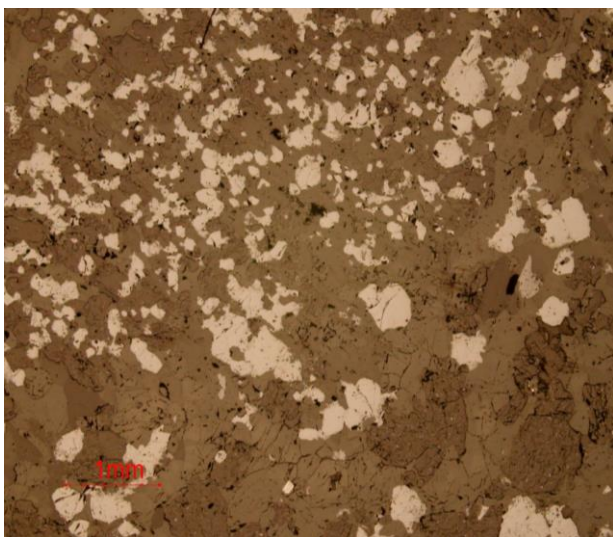


Figura 2.3.6.3. Muestra BG-6m. Luz reflejada, PPL. Contacto de la roca foscorítica, de grano más grueso, con carbonatita rica en magnetita. El mineral más oscuro es cuarzo secundario, el más brillante, magnetita, y el intermedio, apatito.

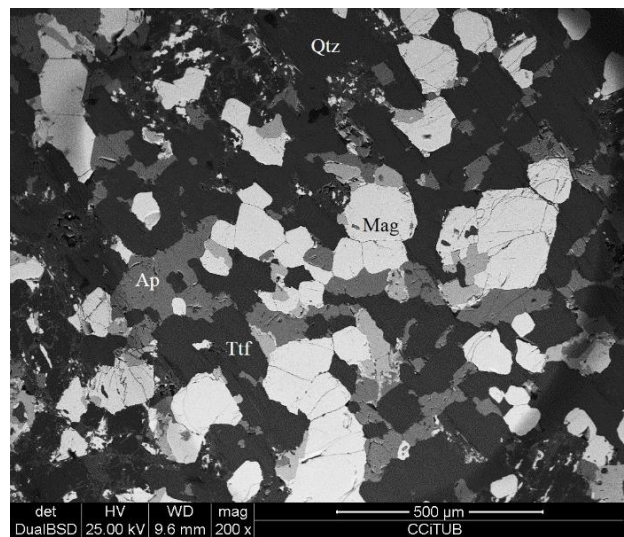


Figura 2.3.6.4. Muestra BG-6m. SEM, modo BSE. Aspecto general de la textura de la foscorita, con puntos triples y bordes curvos entre cristales de olivino (Ol) reemplazados por cuarzo y serpentinas, magnetita (Mag), tetraferroflogopita (Ttf) y apatito (Ap).

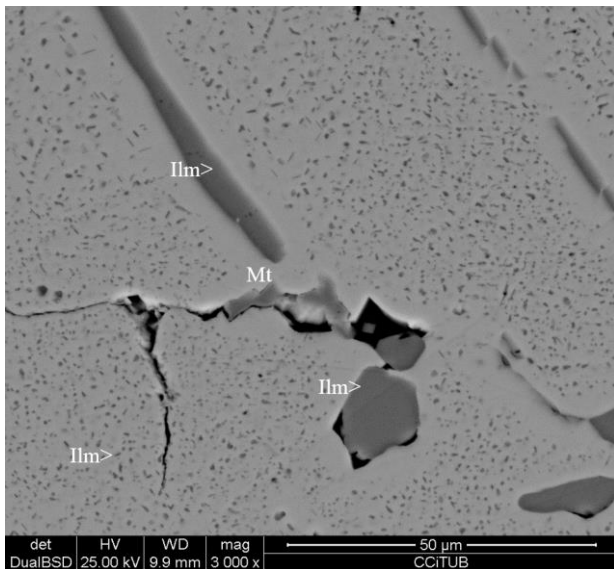


Figura 2.3.6.5. Muestra BG-6m. Imagen de SEM, modo BSE. Magnetita (Mag) con exsoluciones e inclusiones de ilmenita rica en Mg y Mn (Ilm).

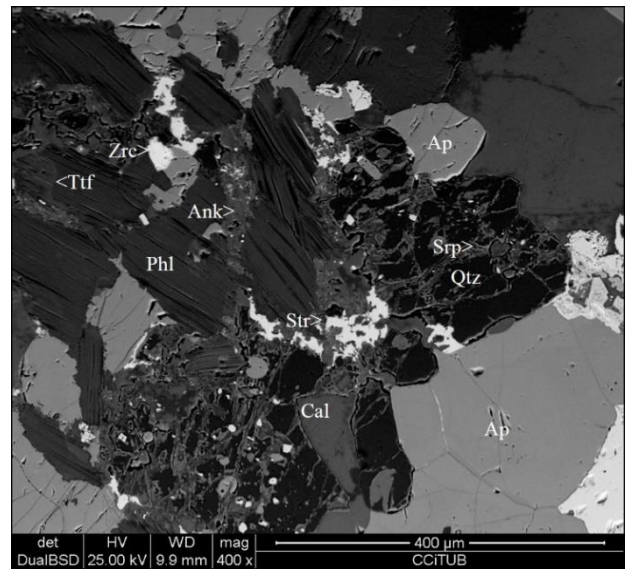


Figura 2.3.6.6. Muestra BG-6m. Imagen de SEM, modo BSE. Olivino alterado a cuarzo (Qtz) y serpentinas (Srp), con apatito (ap) y flogopita (Phl) zonada a tetraferri-flogopita (Ttf); el conjunto es reemplazado por calcita (Cal), ankerita (Ank) y estroncianita (Str), con cristales de zirconolita (Zrc) reemplazando zircón.

La roca parece estar bandeada, pues en algunos sectores la mineralogía es muy simple, a base de apatito, olivino y magnetita (figura 2.3.6.3), mientras que en otros hay cantidades apreciables de minerales del grupo de las micas o del de los anfíboles (figura 2.3.6.4); estos minerales parecen ser de formación posterior a los tres componentes principales, pues no es raro encontrar cristales poiquilíticos de micas englobando otros minerales. A veces, además, hay pequeñas cantidades de calcita, que se dispone casi siempre en posiciones intersticiales entre los otros minerales, sugiriendo también una formación tardía.

Las características de los minerales principales son similares a las definidas en los apartados anteriores en las rocas más similares, como por ejemplo en las rocas de magnetita-apatito. Como en estos casos, la magnetita es rica en V y presenta exsoluciones laminares de tamaño de grano muy fino de minerales del grupo de la ilmenita, ricos en Mg y Mn, dispuestas según los planos {111} (figura 2.3.6.5).

Por su parte, el apatito puede estar reemplazado parcialmente en los bordes por apatito rico en Sr, aunque esta textura es rara en este tipo de rocas.

No se han observado restos de olivino no alterados. Este mineral se encuentra reemplazado siguiendo las fracturas irregulares que lo cruzan por vetillas de serpentinas con óxidos e hidróxidos de hierro, mientras que el resto del antiguo cristal está completamente pseudomorfizado por cuarzo (figura 2.3.6.6).

Los cristales de minerales del grupo de las micas son hipidiomórficos tabulares, con tamaño que puede alcanzar el orden milimétrico. Están zonados, con un núcleo de flogopita férrica rica en titanio [$\text{KMg}_3(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$], pero acostumbran a presentar un sobrecrecimiento discontinuo de tetraferri-flogopita [$\text{KMg}_3(\text{Si}_3\text{Fe}^{3+})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$]; el contacto entre ambos minerales es curvado y corta a la exfoliación de la flogopita, lo que sugiere que se debió producir por reemplazamiento de este último mineral (figuras 2.3.6.6, 2.3.6.7). Por lo general estas micas presentan un pleocroísmo intenso en tonos pardo-anaranjados a rojizos. En conjunto, ambas micas presentan reemplazamiento por cuarzo de grano fino siguiendo las superficies de exfoliación (figura 2.3.6.7), lo que indica que el reemplazamiento de tetraferri-flogopita es anterior a la silicificación.

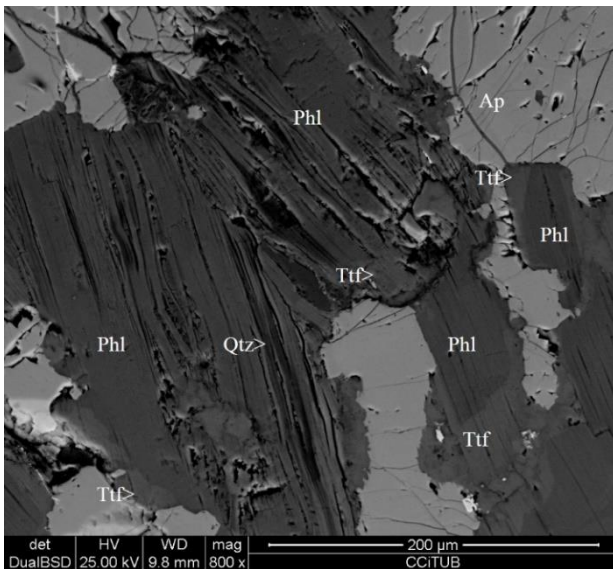


Figura 2.3.6.7. Muestra BG-6m. Imagen de SEM, en modo BSE. Apatito (ap) y flogopita (Phl) zonada a tetraferrihogopita más brillante hacia los bordes de los cristales (Ttf); nótese que las micas se ven reemplazadas por cuarzo (Qtz). El reemplazamiento se produce siguiendo las superficies de exfoliación.

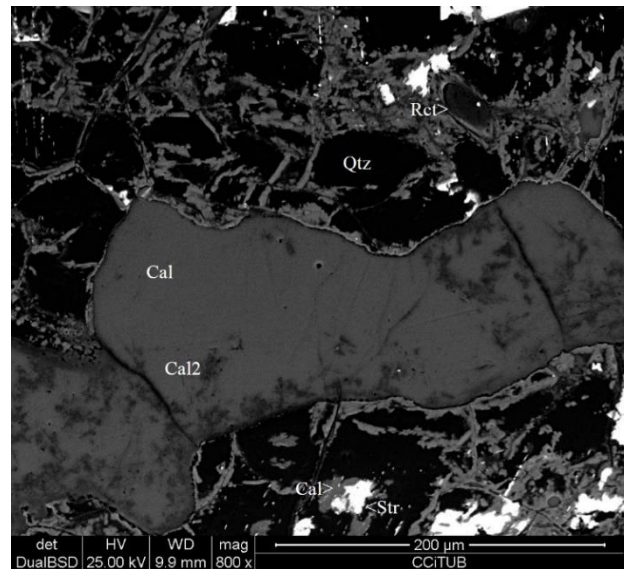


Figura 2.3.6.8. Muestra BG-6m. Imagen de SEM, en modo BSE. Cristales de olivino totalmente alterados a serpentinas, óxidos de hierro y cuarzo (Qtz); presentan texturas de puntos triples y bordes curvos con cristales de richterita (Rct) y calcita (cal); la calcita se ve reemplazada por calcita magnesiana más oscura (Cal2). Hay además una generación tardía de estrofanita (Str), asociada al cuarzo que reemplaza al olivino.

En cuanto a los anfíboles, son de composición próxima al polo de la richterita $[\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$, ricos en potasio, de tendencia poco coloreada en verde pálido. Son de tamaño de grano fino (menos de 50 micras de longitud) y se encuentran en proporciones muy bajas, inferiores al 1% modal. Estos anfíboles presentan texturas de bordes curvos y puntos triples con el resto de minerales (figura 2.3.6.8), por lo que debían formar parte de la paragénesis original de la roca. No se distingue en ellos maclado ni zonado o exsoluciones de otros tipos de anfíboles.

Entre los minerales accesorios, hay también localmente pequeñas cantidades de calcita (rica en estroncio, lo que sugiere una cristalización primaria magmática), muy inferiores al 3% modal. Son cristales alotriomórficos de menos de 500 micras de diámetro, que también presentan bordes curvos y puntos triples en sus contactos con el resto de minerales, lo que sugiere un equilibrio textural (figura 2.3.6.8), por lo que debían formar parte de la asociación primaria. No obstante, la calcita se ve reemplazada, de forma muy irregular, por una generación tardía de calcita algo más magnesiana y sin Sr, que reemplaza a la calcita primaria a partir de microfisuras irregulares y superficies de exfoliación (figura 2.3.6.8).

La ilmenita es otro de los minerales constituyentes de la roca. Puede aparecer como inclusiones en la magnetita, pero también como exsoluciones en la misma, siguiendo los planos $\{111\}$. En cualquier caso, tiende a formar cristales de hábito tabular, aunque generalmente redondeados en sus bordes. En otros casos, los cristales pueden ser totalmente redondeados. Por lo general estos cristales son de tamaño de grano fino, no alcanzando 50 micras de diámetro. Su proporción modal es también baja, aunque es difícil de calcular debido que las partículas presentes como exsoluciones en la magnetita, posiblemente la forma de ilmenita más abundante en estas rocas, son de tamaño de grano muy fino; no obstante, presumimos que la proporción modal es inferior al 1% de la roca. Es de composición pirofanítica, con un fuerte componente magnésico, como ya se ha visto en otros medios afines de las brechas de Bonga. No se distinguen en ella exsoluciones laminares de otros tipos de óxidos, como por ejemplo hematites (figura 2.3.6.9).

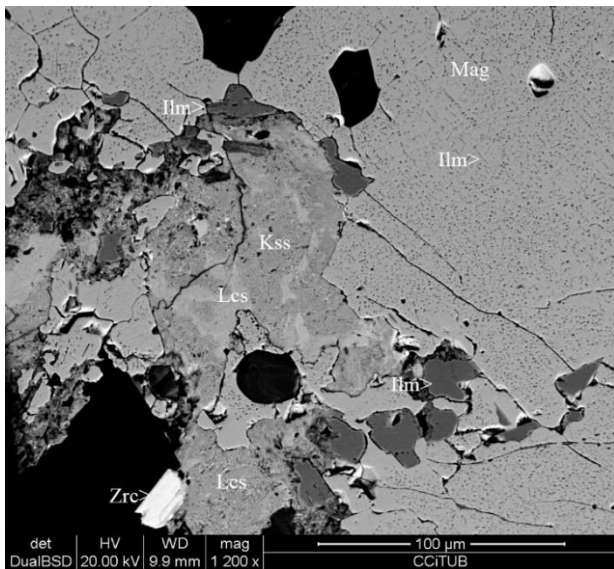


Figura 2.3.6.9. Muestra BG-6m. Imagen de SEM, en modo BSE. Magnetita (Mag) con inclusiones de ilmenita (Ilm) reemplazados por kassita (Kss) y lucasita-(Ce)(Lcs). Se distingue asimismo un cristal de zirconolita (Zrc) dentro de los cristales de cuarzo (Qtz) de alteración de olivino.

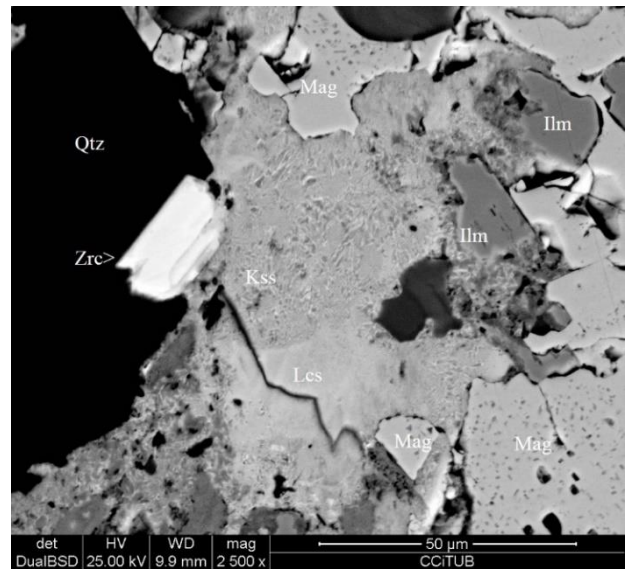


Figura 2.3.6.10. Muestra BG-6m. Imagen de SEM, en modo BSE. Magnetita (Mag) con inclusiones de ilmenita (Ilm) reemplazados por kassita (Kss) y lucasita-(Ce) (Lcs). Nótese que la zirconolita (Zrc) que está dentro de los cristales de cuarzo (Qtz) está asimismo reemplazada por lucasita-(Ce) según la exfoliación.

En la paragénesis original debieron existir pequeñas cantidades de zircón, también de manera similar a lo que ocurre en las rocas de apatito-magnetita, pero el zircón está actualmente reemplazado caso totalmente por zirconolita $[(Ca,Y)Zr(Ti,Nb,Fe,Mg,Al)_2O_7]$ (figura 2.3.6.6). Este último mineral parece estar asociado normalmente con cuarzo (figura 2.3.6.9), de manera que es posible que se forme durante los estadios de reemplazamiento hidrotermal más tardío. Se encuentra en forma de cristales de hábito prismático corto, de menos de 40 micras de longitud, a menudo fuertemente zonados con estilos muy diversos, debido a variaciones en el contenido de Nb. Estas zirconolitas son de composición química relativamente sencilla y presentan cantidades muy reducidas de elementos del grupo de las tierras raras (excepto Ce) u otros elementos como Mg, Al o Fe, pero en cambio contienen notables cantidades de U y Th.

Tanto la magnetita como la ilmenita, por otra parte, se ven reemplazadas, por otra parte, por minerales hidratados ricos en Ti, como lucasita-(Ce) $[CeTi_2O_5(OH)]$ y kassita $[CaTi_2O_4(OH)_2]$. Ambos minerales forman cristales tabulares agrupados en agregados radiales, pero de tamaño de grano muy fino, menos de 10 micras de longitud (figura 2.3.6.9, 2.3.6.10). Estos minerales, aparentemente, reemplazan también a la zirconolita siguiendo su exfoliación (figura 2.3.6.10), por lo que representarían fenómenos de alteración muy tardíos, posteriores a la silicificación.

Como se ha ido viendo en las imágenes que acompañan a esta descripción, en muchos de los casos en que se producen fenómenos de alteración, éstos implican una movilización de Mg, Sr, Mn y Fe y la introducción de REE, traducidos en la cristalización de dolomita y ankerita, acompañados de cuarzo, lucasita, kassita y estroncianita. Estos procesos son los mismos que se forman en las rocas de magnetita-apatito, y se asemejan a los que se producen en las rocas aillikíticas y carbonatitas en su conjunto.

2.3.7. PETROGRAFÍA DE LOS FRAGMENTOS DE NATROCARBONATITAS

Se ha encontrado una facies de carbonatita muy diferente del resto. Esta facies está constituida por presentar grandes cristales hipidiomórficos a idiomórficos de ankerita de hábito tabular grueso, con aspecto de fenocristales de aspecto muy sucio (figuras 2.3.7.1 a 2.3.7.8) que destacan por su mayor tamaño (en el orden milimétrico) respecto de una matriz de calciocarbonatita de grano más fino, similar a la descrita anteriormente, constituida por calcita, apatito, magnetita y pirocloro. La ankerita se encuentra en proporciones muy variables, transicionando desde más del 60% modal a menos del 10%, y generalmente presenta un aspecto de haber sido corroída por la matriz. En estas rocas destacan, por otra parte, abundantes cristales de minerales ricos en Zr, con una estructura interna muy compleja, que describiremos más adelante.

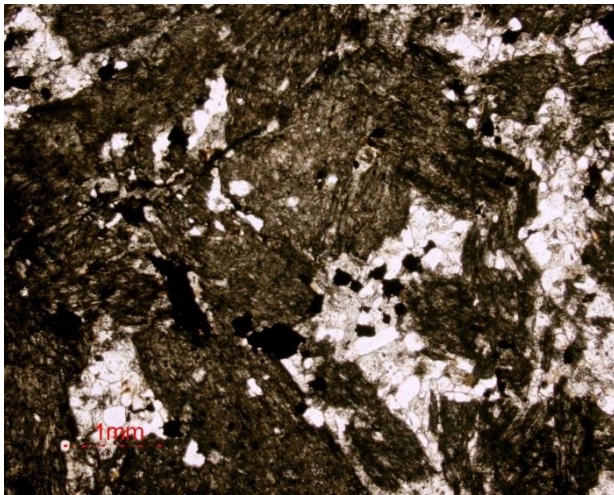


Figura 2.3.7.1. Muestra BG-60. Luz transmitida, en PPL. Agregados de cristales tabulares oscuros de ankerita, entre los que hay una matriz más fina y más clara, de calciocarbonatita con apatito. El cristal prismático opaco de la izquierda es zircón reemplazado por minerales del grupo del pirocloro y zirconolita; los opacos de la parte centro y derecha son magnetita y pirita.

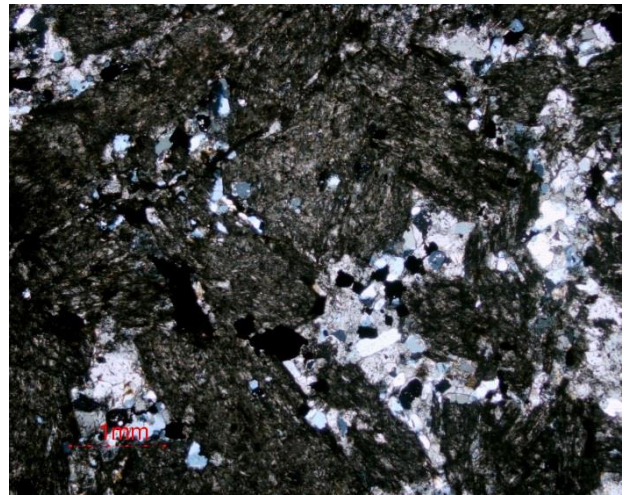


Figura 2.3.7.2. Muestra BG-60. La imagen anterior, en nículos cruzados. El apatito destaca por los colores de interferencia grises; la ankerita tabular se ve asimismo muy sucia y con sus colores de interferencia enmascarados. Nótese que hay inclusiones de apatito en la ankerita.

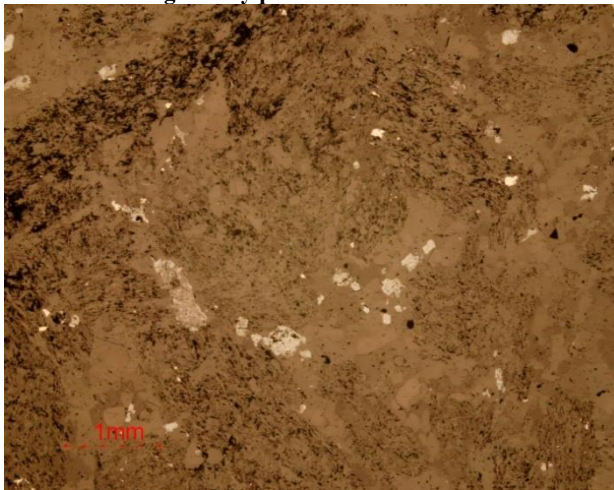


Figura 2.3.7.3. Muestra BG-60. La imagen anterior, en luz reflejada, en PPL. Nótese el aspecto sucio de los cristales tabulares de ankerita. El cristal prismático poco reflectante de la izquierda es zircón reemplazado por minerales del grupo del pirocloro y por zirconolita; los opacos más reflectantes de la parte centro y derecha son magnetita y pirita. .

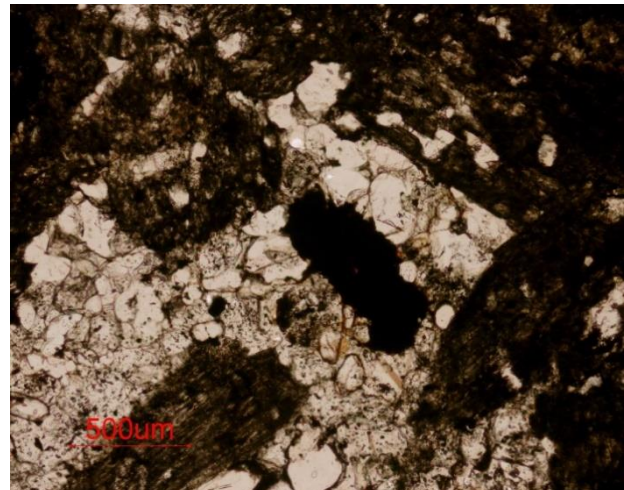


Figura 2.3.7.4. Muestra BG-60. Luz transmitida, en PPL. Detalle de los agregados de cristales tabulares oscuros de ankerita, entre los que hay una matriz más fina y más clara, de calciocarbonatita con apatito y ankerita. El cristal prismático opaco del centro es zircón reemplazado por minerales del grupo del pirocloro e ilmenorutilo.

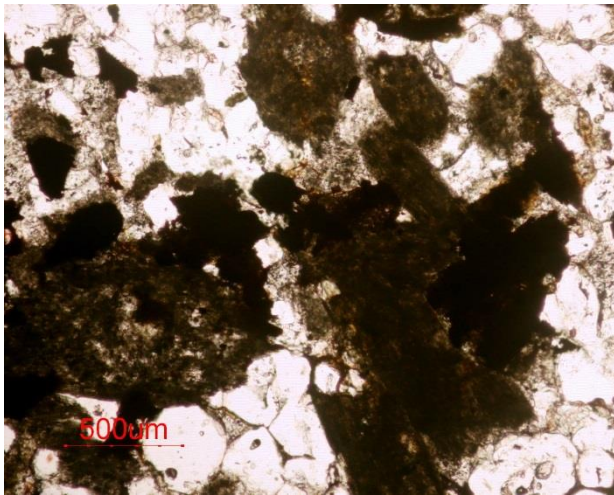


Figura 2.3.7.5. Muestra BG-6r. Luz transmitida, en PPL. Otro detalle en otra muestra de los agregados de cristales tabulares oscuros de ankerita, entre los que hay una matriz más fina y más clara, de calciocarbonatita con apatito. Los cristales más opacos son de zircón reemplazado por minerales del grupo del pirocloro e ilmenorutilo.

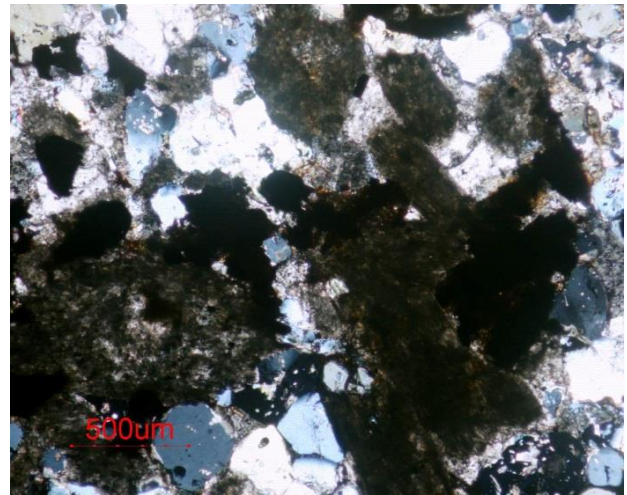


Figura 2.3.7.6. Muestra BG-6r. La imagen anterior, en nicoles cruzados. El apatito destaca por los colores de interferencia grises; la ankerita tabular se ve asimismo muy sucia y con sus colores de interferencia enmascarados.

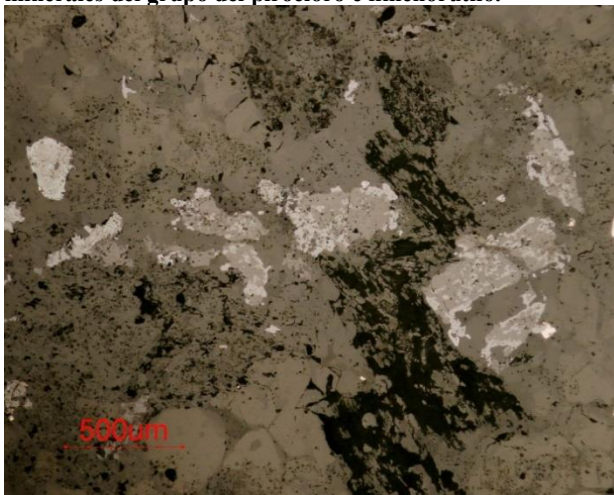


Figura 2.3.7.7. Muestra BG-6r. La imagen anterior, en luz reflejada, en PPL. Nótese el aspecto sucio y con mucha porosidad secundaria de los cristales tabulares de ankerita. Los cristales prismáticos poco reflectantes son de zircón y están reemplazados por minerales del grupo del pirocloro e ilmenorutilo; los opacos más reflectantes son magnetita y pirita..

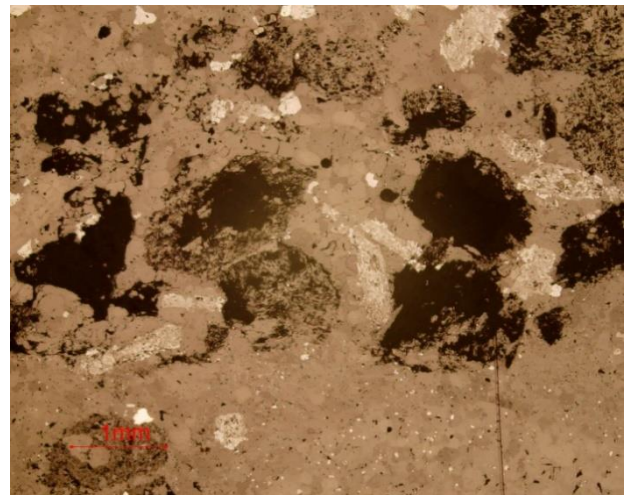


Figura 2.3.7.8. Muestra BG-6o. Luz reflejada, en PPL. Otro detalle de los agregados de cristales tabulares oscuros de ankerita, entre los que hay una matriz más fina y más clara, de calciocarbonatita con apatito y ankerita. Nótese la abundancia de porosidad secundaria en la ankerita. Los cristales prismáticos poco reflectantes son de zircón y están reemplazados por minerales del grupo del pirocloro e ilmenorutilo; los opacos más reflectantes son magnetita y pirita.

La relación de estas unidades con la matriz carbonatítica es poco clara, sobretudo porque las rocas en que aparece esta facies están muy afectadas por procesos subsolidus, con lo que tanto estas unidades como la matriz ha sido muy substituida por carbonatos secundarios (dolomita y, sobretudo, ankerita) y cuarzo. No obstante, parece que se trate de fragmentos muy reemplazados.

Aparte de los minerales de zirconio, que parecen llegar a constituir en algunos casos más del 15% modal de la roca (figuras 2.3.7.7, 2.3.7.8), otros minerales que parecen estar presentes en estas rocas son magnetita titánica y vanádica, en forma de cristales hipidiomórficos de tamaño milimétrico (figuras 2.3.7.9, 2.3.7.10), y flogopita en cristales tabulares. La flogopita es mucho más absorbente y pleocroica (en tonos pardo anaranjados muy oscuros; figuras 2.3.7.9, 2.3.7.10) que la de las rocas descritas hasta ahora; por lo general está fuertemente reemplazada por chamosita (figura 2.3.7.10) muy pleocroica (con pleocroísmo desde tonos verdosos oscuros a negros).



Figura 2.3.7.9. Muestra BG-60. Luz transmitida, PPL. Detalle de los cristales tabulares de flogopita (marrón oscuro) y magnetita (opaca). Matriz carbonatítica con calcita y apatito.

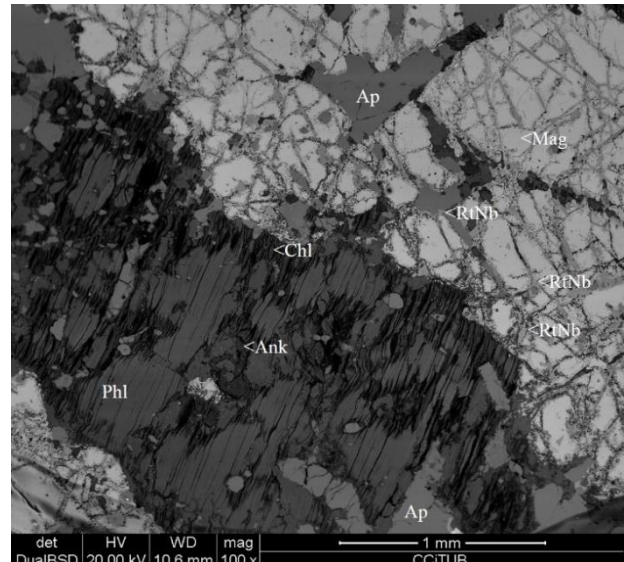


Figura 2.3.7.10: Muestra BG-60. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de los cristales de apatito (Ap), flogopita (Phl) reemplazados por ankerita (Ank) y clorita (Chl) y los de magnetita (Mag) reemplazados por ilmenorutilo (RtNb).

Como en otras asociaciones, los cristales de magnetita son reemplazados por ilmenorutilo a partir de vetillas, en las que este mineral se asocia con carbonatos tardíos (figura 2.3.7.10).

El aspecto más definitorio de esta roca, con todo, es la presencia de estos cristales de ankerita de hábito tabular. No obstante, cuando se examina en detalle, puede apreciarse que, en realidad, estos cristales no son primarios, sino que son pseudomorfos compuestos de muchos cristales de grano fino de ankerita y, en menor medida, de dolomita, calcita e incluso de cuarzo, dispuestos según una primitiva exfoliación del mineral (figura 2.3.7.12).

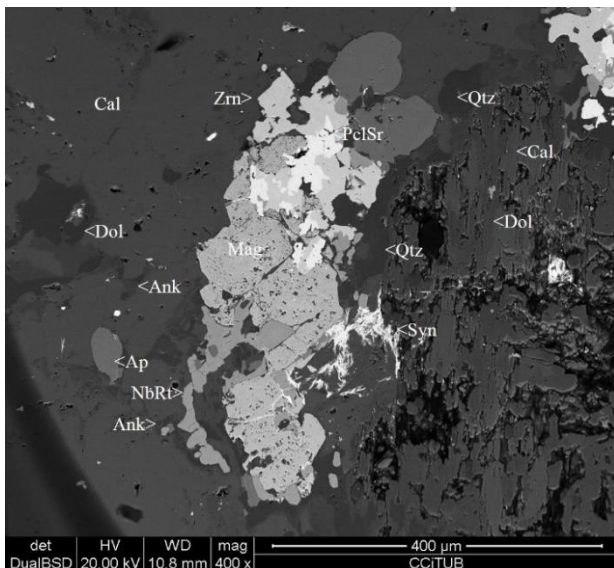


Figura 2.3.7.11: Muestra BG-60. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de los cristales tabulares de ankerita (parte derecha de la imagen), en realidad cristales de un mineral anterior pseudomorizados por ankerita e incluso calcita (Cal) y dolomita (Dol). Matriz carbonatítica con calcita (Cal), apatito (Ap) magnetita (Mag) reemplazados por dolomita (dol), ankerita (Ank) y cuarzo (Qtz), con sinchisita (Ce) (Syn), zircón (Zrn), rutilo nióbico (RtNb) y piroclororico en Sr (PclSr).

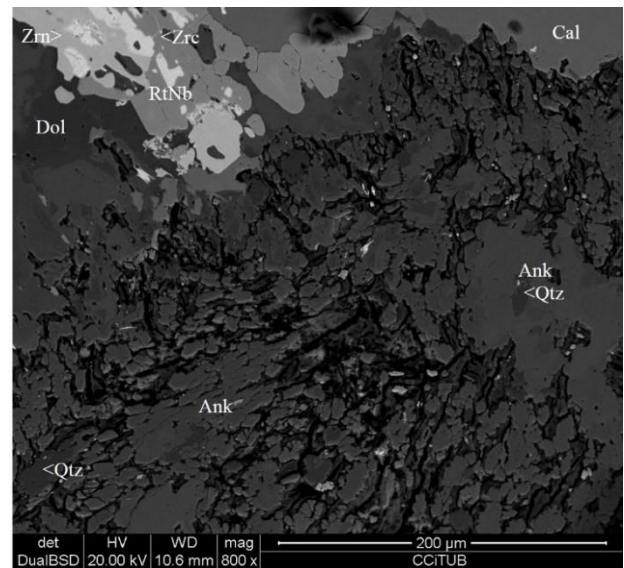


Figura 2.3.7.12: Muestra BG-6r. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de la zona con cristales tabulares de ankerita, en realidad cristales de un mineral anterior pseudomorizados por ankerita (Ank) y cuarzo (Qtz) de grano fino, con mucha porosidad entre ellos. Matriz carbonatítica con calcita (Cal) reemplazada por dolomita (Dol). Cristal de zircón (Zrn) reemplazado por zirconolita (Zrn) y ésta por rutilo nióbico (RtNb).

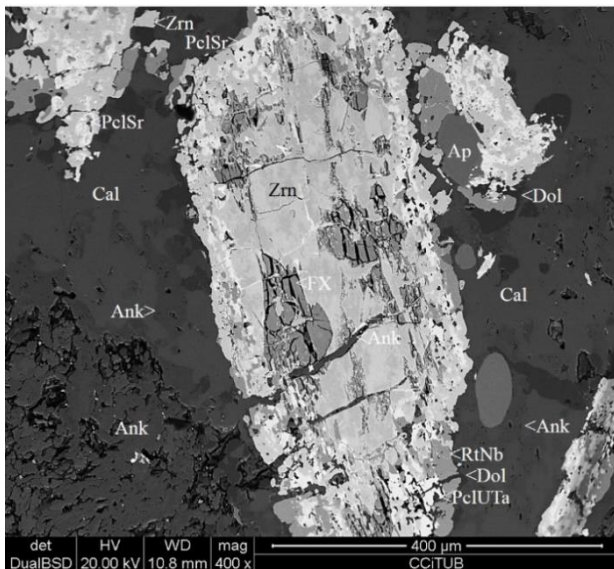


Figura 2.3.7.13. Muestra BG-60. Imagen de SEM modo BSE. Roca con cristales tabulares de ankerita (Ank) y cristales de un silicato con Zr,Nb,Ta desconocido (FX) reemplazado por zircón (Zrn); con matriz carbonatítica con calcita (Cal) y apatito (Ap); el conjunto es reemplazado por dolomita (Dol), ankerita (Ank) pirocloro rico en U-Ta (PclUTa) y finalmente ilmenorutilo (RtNb), con estroncianita Str y barita (Brt).

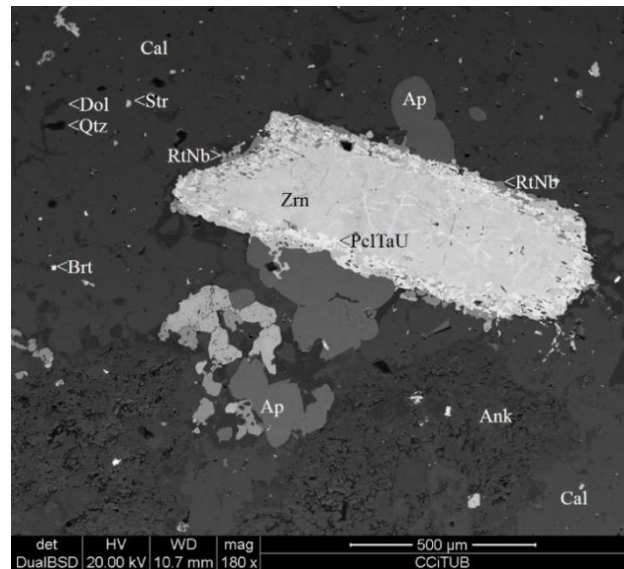


Figura 2.3.7.14. Muestra BG-60. Imagen de SEM, en modo BSE. Roca con cristales tabulares de ankerita (Ank) y cristales de zircón (Zrn); con matriz carbonatítica con calcita (Cal) y apatito (Ap); el conjunto es reemplazado por dolomita (Dol), ankerita (Ank) pirocloro rico en U-Ta (PclUTa) y finalmente ilmenorutilo (RtNb), con estroncianita Str y barita (Brt).

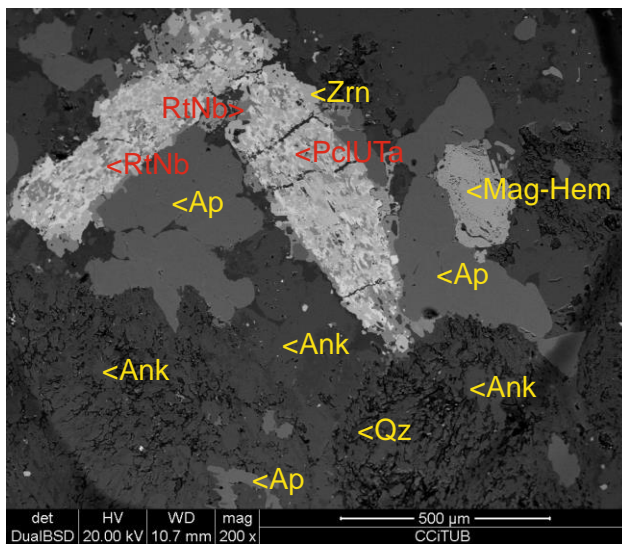


Figura 2.3.7.15: Muestra BG-6r. Imagen de SEM modo BSE. Zircón (Zrn) reemplazado por ilmenorutilo (RtNb) y pirocloro de U y Ta (PclUTa) entre apatito y magnetita alterada a hematita (Mag-Hem). El conjunto está reemplazado por ankerita (Ank) y cuarzo (Qz) secundarios.

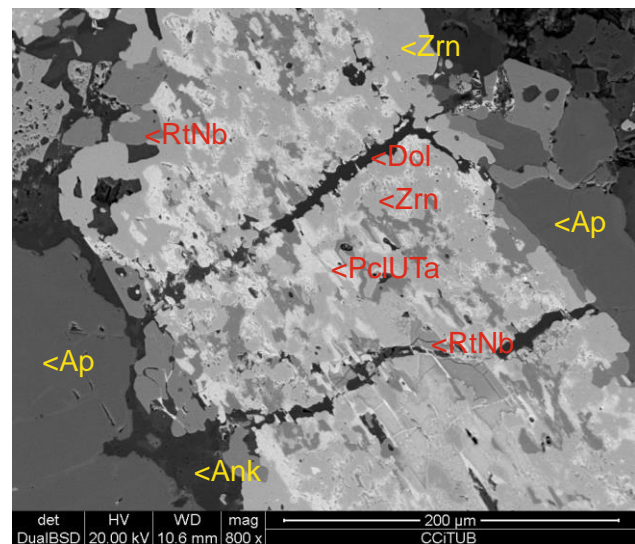


Figura 2.3.7.16: Muestra BG-6r. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de la imagen anterior. Zircón (Zrn) reemplazado por ilmenorutilo (RtNb) y pirocloro de U y Ta (PclUTa) entre apatito (Ap). El conjunto está cortado por vetas de dolomita (Dol) y ankerita (Ank).

Uno de los aspectos más destacados de esta unidad, aparte de la presencia de la dolomita tabular, es la presencia de minerales accesorios muy diferentes a los que se encuentran en otras facies, en particular, minerales de Zr y Nb. Como se ha indicado, son muy abundantes como componentes accesorios, y son de tamaño de grano grueso (figuras 2.3.7.7, 2.3.7.8), lo que obliga a tenerlos en cuenta por su papel metalogenético. En general, estos minerales parecen tratarse de pseudomorfos de una primera fase de hábito prismática, actualmente reemplazada en su mayor parte. En aquellos cristales en los que se han preservado relictos del mineral primario original, se identifica como posible mineral precursor a un mineral de muy baja reflectividad, semiopaco, cuya composición no responde a las especies minerales definidas hasta el momento, puesto que se trata de un silicato de Zr, Nb, Ca y Ti fuertemente hidratado, con una relativamente elevada proporción de Ta (figura 2.3.7.13). Este

silicato de elementos raros se ve reemplazado en primera instancia de forma pseudomórfica por zircón, que parece estar asociado con los procesos de dolomitización. Sea como sea, el zircón se ve a su vez es corroído por una generación de pirocloro muy rica en Ta, U con Th. Parece que este estadio rico en Ta y U está asociado con la precipitación de ankerita. Todos estos minerales son de tamaño de grano muy fino, de manera que el reemplazamiento se realiza mediante agregados policristalinos, con granos alotriomórficos desorientados; todos estos minerales tienden a quedar intercrecidos los unos dentro de los otros.

Otros minerales de elementos raros involucrados en el proceso de reemplazamiento de los zirconosilicatos, todavía más tardíos, parecen haberse desarrollado en asociación con el cuarzo, como ilmenorutilo (figura 2.3.7.13 a 2.3.7.17) o, más raramente, pirocloro rico en Sr (figura 2.3.7.18) y sinchisita-(Ce) (p. ej., 2.3.7.11).

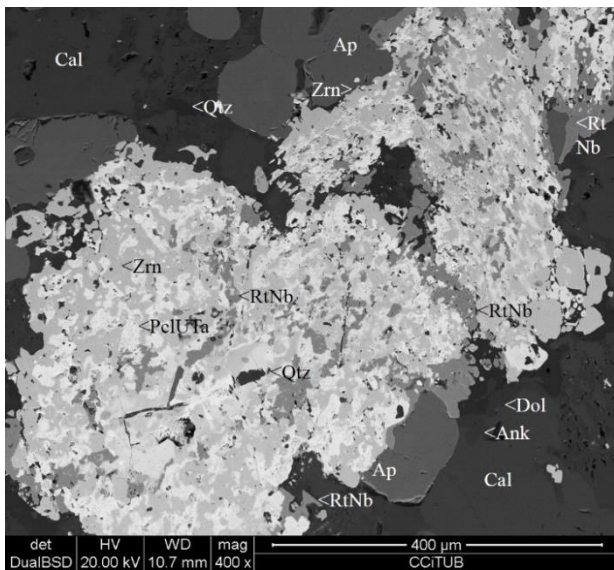


Figura 2.3.7.17. Muestra BG-60. Imagen de SEM, en modo BSE. Cristales de zircón (Zrn), calcita primaria (Cal) y apatito (Ap) reemplazados inicialmente por dolomita (Dol), seguida por ankerita (Ank) con pirocloro rico en U-Ta (PclNbTa) y finalmente por cuarzo (Qtz) e ilmenorutilo (RtNb).

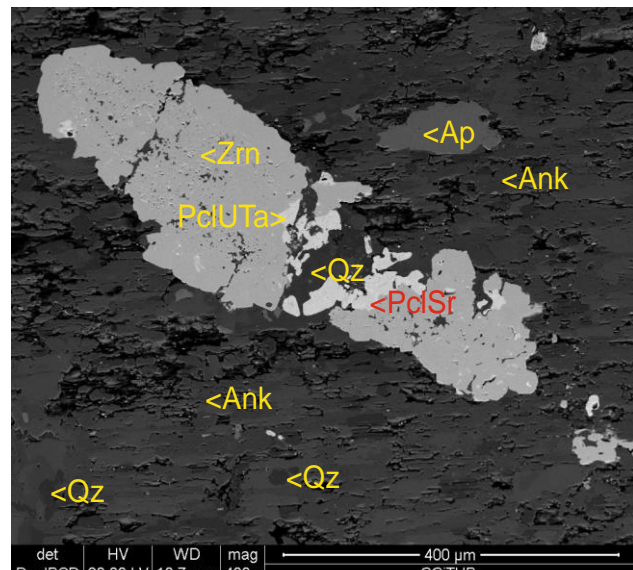


Figura 2.3.7.18. Muestra BG-6r. Imagen de SEM, en modo BSE. Inclusión de zircón en el mineral tabular pseudomorfizado por agregados policristalinos de ankerita (Ank) y cuarzo (Qtz). El zircón (Zrn) es reemplazado por los bordes y según vetillas a pirocloro de U y Ta (PclUTa), ankerita (Ank) y pirocloro de Sr (PclSr), éste entre cuarzo (Qz).

Más raramente, los cristales de zircón se ven reemplazados por agregados policristalinos de zirconolita $[(Ca,Y)Zr(Ti,Mg,Al)_2O_7]$. El reemplazamiento puede llegar a destruir la mayor parte de los cristales de zircón original, quedando pequeños relictos corroídos de zircón envueltos por cristaltos de zirconolita (figuras 2.3.7.19, 2.3.7.20). En estos casos, la zirconolita se ve directamente asociada con ankerita, con la que parece estar cocrystalizando, mientras que se ve recubierta por agregados de cristales radiales de sinchisita-(Ce), asociados eventualmente con cuarzo. Este proceso parece darse sólo en aquellas zonas muy metasomatizadas por matriz calciocarbonatítica, en las que ya no quedan restos de fenocristales tabulares del carbonato reemplazado por ankerita. No obstante, en estos la zirconolita se reconoce fácilmente por sus cristales idiomórficos de hábito tabular elongado, dispuestos a menudo en intercrecimientos a 120° que parecen responder a un maclado cíclico, en forma de estrella de nieve. Estos cristales son de tamaño de grano muy fino, de menos de 50 micras de longitud, y muestran una zonación interna muy compleja, con zonado a menudo en forma de parches (*“patchy zoning”*), con una composición variable en cuanto a las proporciones de Ti, Zr y Nb.

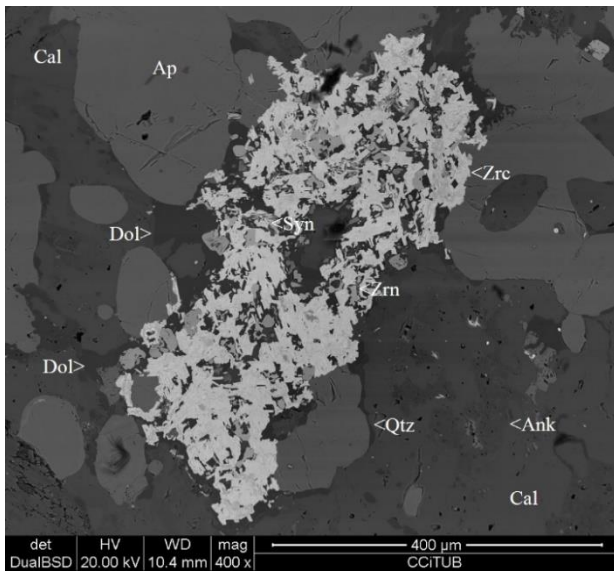


Figura 2.3.7.19. Muestra BG-60. Imagen de SEM, en modo BSE. Matriz carbonatítica con calcita (cal) y apatito (Ap) reemplazados por dolomita (Dol) y zircón (Zrn), éste reemplazado por zirconolita (Zrc) con ankerita (Ank) y cuarzo (Qtz) con sinchisita-(Ce) (Syn)

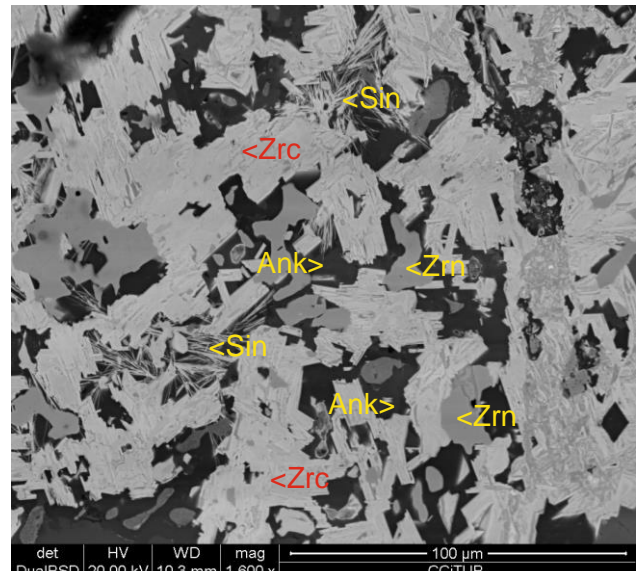


Figura 2.3.7.20. Muestra BG-60. Imagen de SEM, en modo BSE. Detalle de la imagen anterior. Zirconolita (Zrc) y ankerita (Ank) reemplazando zircón (Zrn); se distinguen agregados radiales de sinchisita-(Ce) (Sin) implantados sobre la zirconolita

La composición inicial de los minerales reemplazados en este tipo de rocas es difícil de establecer, puesto que no ha quedado ningún rastro en las muestras analizadas. Muy probablemente se tratara de un carbonato; con el hábito tabular, es posible que se tratara de carbonatos alcalinos, como la nyerererita, típica de natrocarbonatitas.

2.3.8. MATRIZ CARBONATÍTICA DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS MIXTOS

Los cuerpos intrusivos mixtos de Bonga se caracterizan por presentar una fábrica clasto-soportada con abundantes fragmentos de calciocarbonatita del plug carbonatítico principal, cuerpos esferoidales de composición aillikítica, fragmentos de roca de magnetita-apatito, de foscorita y de roca metasomatizada magnésica. Éstos han sido descritos en los apartados anteriores. Todos estos cuerpos están cementados por una matriz carbonatítica intersticial (figura 2.3.8.1, 2.3.8.2).

La matriz carbonatítica estaría compuesta generalmente por calcita, con cantidades variables de apatito, magnetita, flogopita y pirocloro como constituyentes accesorios. No obstante, en gran parte de los cuerpos estudiados la matriz está afectada por procesos subsolidus de dolomitización, ankeritización y silicificación, generalmente asociados a reemplazamientos en bordes de grano o vetillas; la presencia de cuarzo en los mismos certifica su origen hidrotermal. Estos procesos son importantes desde el punto de vista metalogénico, puesto que en asociación con los mismos cristalizan nuevas generaciones de pirocloro y zirconolita con composiciones geoquímicamente más evolucionadas, ricas en HFSE (Zr, Nb, Ta, Ti, Th y U), además de carbonatos de REE, por lo que estudiaremos por separado las asociaciones minerales en las zonas primarias y en las afectadas por alteración hidrotermal.

2.3.8.1. Paragénesis primaria de la matriz carbonatítica de los cuerpos intrusivos mixtos

La calcita es el mineral mayoritario de la matriz carbonatítica no alterada, con más de un 75% modal. Este mineral se presenta en forma de cristales alotriomórficos de aspecto muy nítido a ligeramente turbio, orientados al azar, con un tamaño de grano generalmente inferior a 0,5 mm (figura 2.3.8.1, 2.3.8.2), pero que pueden alcanzar algo más de 1 mm de diámetro. En la matriz coexiste con proporciones menores de apatito, flogopita, pirocloro y magnetita, y las texturas de bordes curvos y puntos triples con estos minerales sugieren que cocrystalizó en equilibrio con los mismos.

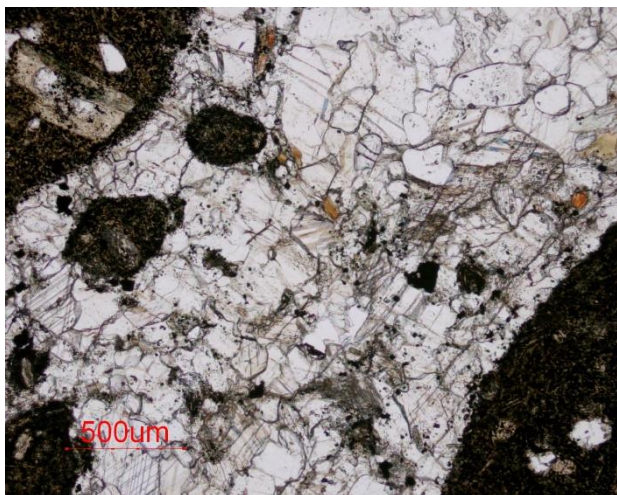


Figura 2.3.8.1. Muestra BG-5b. Luz transmitida, PPL. Aspecto general de la matriz carbonatítica compuesta de calcita dominante, de aspecto algo turbio, con apatito (más límpido) y flogopita (de color castaño). La matriz carbonatítica se dispone de forma intersticial entre esférulas más oscuras de aillikita. En el borde superior derecho se distingue un cristal de forma redondeada de apatito englobado dentro de calcita.

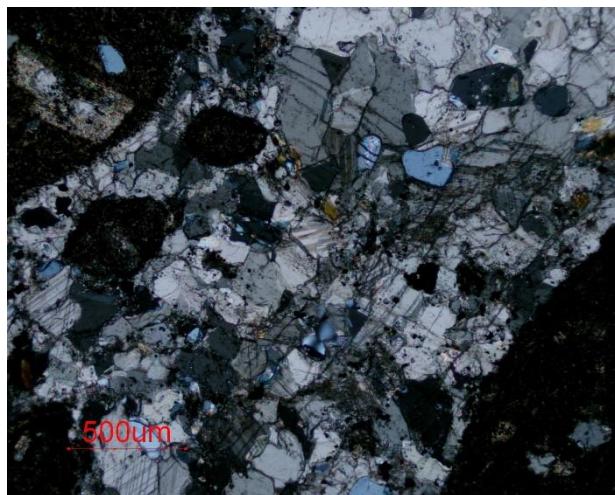


Figura 2.3.8.2. Muestra BG-5b. La imagen anterior, con nicols cruzados. Se aprecia calcita con una elevada birrefringencia, con apatito alotriomórfico con colores de interferencia grises de primer orden. Nótese que todos los cristales se encuentran desorientados, con colores de interferencia variados. El cristal de apatito incluido en calcita se encuentra extinguido en un giro de 360° de la platina, al tratarse de la sección basal de un mineral uniáxico.

Los minerales del grupo del apatito formados durante este estadio de cristalización magmática en equilibrio con calcita desarrollan cristales hipidiomórficos y equidimensionales de hábito prismático corto, a veces casi equidimensional, con los bordes redondeados. Estos cristales están dispersos y desorientados entre los cristales dominantes de calcita (figura 2.3.8.1 a 2.3.8.4). Por lo general, representa entre el 5 y el 10% modal, pero sus cristales pueden llegar en algunos casos a concentrarse en bandas de grosor milimétrico, donde pueden incluso presentar una cierta orientación preferente, con los ejes largos de los cristales dispuestos paralelamente a las bandas. Es mucho más límpido que la calcita, si bien a veces también es rico en inclusiones fluidas de forma alargada, de menos de 3 micras de longitud, que pueden conferirle un aspecto algo más turbio. Su tamaño de grano oscila entre 0,1 y 0,3 mm de longitud. En algunas ocasiones, se han apreciado dentro de los cristales de apatito pequeñas inclusiones de forma redondeada de cristales de calcita (figuras 2.3.8.1, 2.3.8.2), lo que permite suponer que esta generación de apatito primario se formó o bien contemporáneamente con la calcita o bien ligeramente antes que ella, pero casi siempre se le ve interpenetrado íntimamente con otros minerales, sobre todo pirocloro, pero también flogopita (figura 2.3.8.5) o magnetita (figura 2.3.8.6, 2.3.8.8), lo que sugiere una cocrystalización con estos últimos minerales. Los análisis mediante EDS de este apatito muestran que es pobre en F y Cl, por lo que puede corresponder a hidroxilapatito.

La flogopita es una fase accesoria en la matriz, en la que representa por lo general menos del 5% modal. Estos minerales del grupo de las micas trioctaédricas se encuentran en forma de láminas hipidiomórficas de hábito tabular a columnar, con un tamaño de grano inferior a 0,5 mm. Estos cristales presentan un acusado pleocroísmo con tonos entre anaranjados y verdosos, por lo que se deduce que deben presentar Fe y Ti en su estructura. No obstante, estos cristales se encuentran muy a menudo reemplazados, especialmente en los bordes, pero también en otras zonas del cristal, por pequeños cristalitos desorientados o bien epitaxiales de tetraferroflogopita (figura 2.3.8.3, 2.3.8.4, 2.3.8.5). Esta tetraferroflogopita presenta un pleocroísmo muy diferente al de la flogopita precursora y mucho más intenso, en tonos rojizo-anaranjados. Su tamaño de grano es mucho más fino que el de la flogopita.

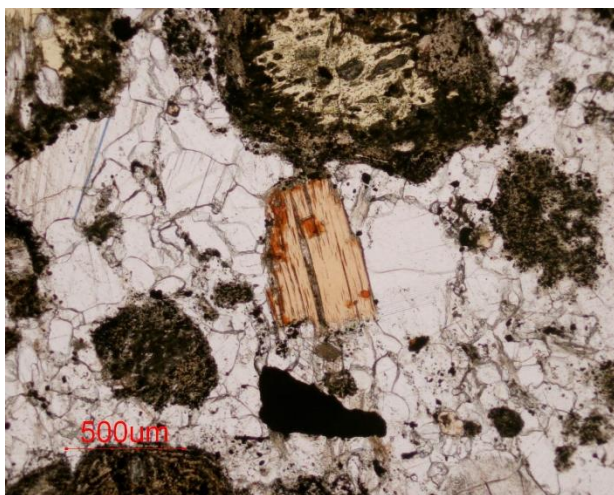


Figura 2.3.8.3. Muestra BG-5b. Luz transmitida, PPL. Matriz carbonatítica (entre esférulas de aillikita) constituida por calcita alotriomórfica (de aspecto algo turbio por la presencia de inclusiones), con apatito idiomórfico (cristales redondeados con aspecto más límpido), magnetita alotriomórfica (opaca) y cristales de flogopita (tono anaranjado pálido) reemplazados especialmente en los bordes por tetraferroflogopita (tono rojizo intenso).

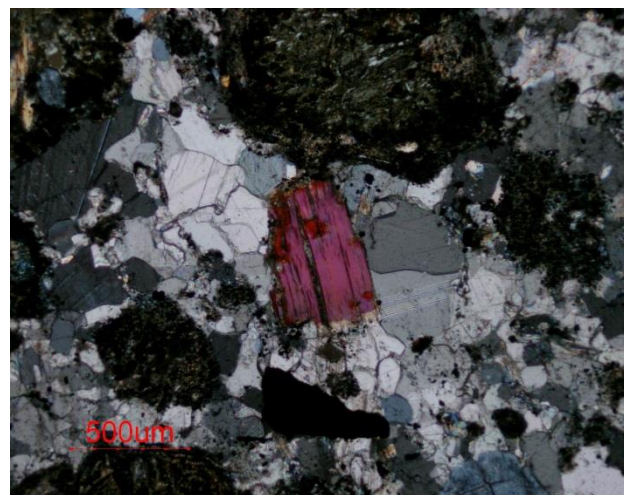


Figura 2.3.8.4. Muestra BG-5b. La imagen anterior con nículos cruzados. A destacar los colores de interferencia de segundo orden de la flogopita y los de órdenes superiores de la calcita; el apatito da colores de interferencia grises del primer orden.

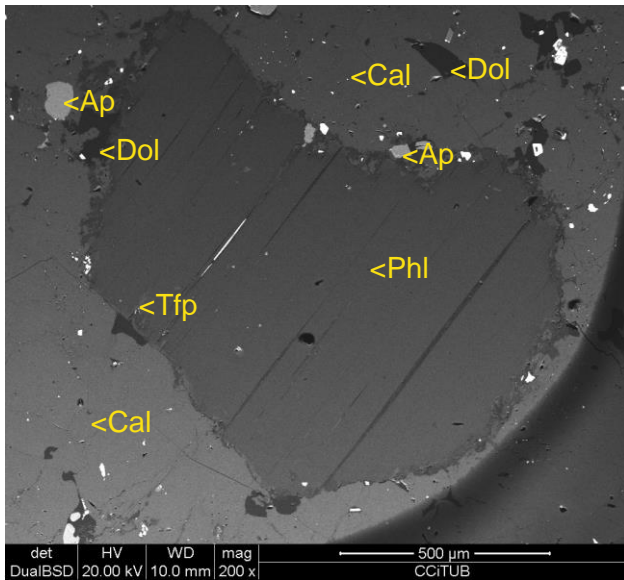


Figura 2.3.8.5. Muestra BG-6j. Imagen de SEM, en modo BSE. Flogopita hipidiomórfica (Phl) con un borde fino de tetraferroflogopita (Tfp) entre calcita (Cal) de la matriz y apatito (Ap). La dolomita (Dol) reemplaza a la calcita.

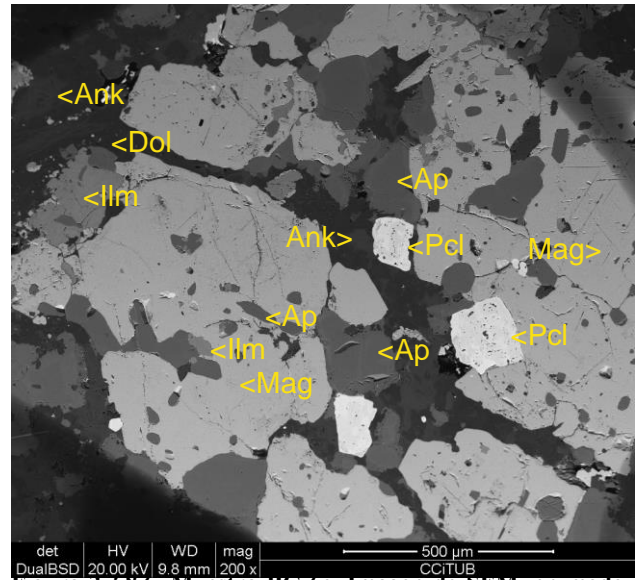


Figura 2.3.8.6. Muestra BG-6e. Imagen de SEM, en modo BSE. Magnetita (Mag) intercrecida entre ilmenita (Ilm), apatito (Ap) y pirocloro (Pcl). El conjunto está cortado por vetas de ankerita (Ank) y dolomita (Dol) tardías.

La magnetita de la matriz presenta cristales subidiomórficos, con hábito equidimensional, si bien acostumbran a ser muy redondeados y a estar intercrecidos con otros minerales, en particular, pirocloro primario y apatito (figura 2.3.8.6). La magnetita puede incluir a estos minerales (figura 2.3.8.6), por lo que la cristalización de la magnetita parece haberse producido en un estadio ligeramente posterior al de cristalización del pirocloro y del apatito. Por otra parte, la magnetita también puede formar concentraciones de tamaño centimétrico con estos minerales. No obstante, la magnetita es de tamaño de grano ligeramente inferior a 0,5 mm. Suele estar también intercrecida con ilmenita laminar rica en Mg (figuras 2.3.8.7, 2.3.8.8) y presenta además exsoluciones laminares de ilmenita en su interior, dispuestas según los planos {111} (fig. 2.3.8.9).

La ilmenita es mucho más escasa que la magnetita, con la que se encuentra intercrecida; tiene forma tabular o es alotriomórfica, con tamaño de grano fino (menos de 200 micras).

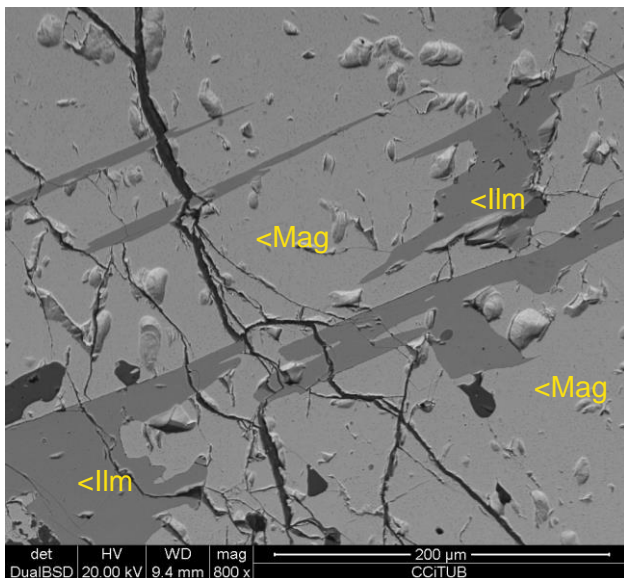


Figura 2.3.8.7. Muestra BG-5b. Imagen de SEM, en modo BSE. Magnetita (Mag) intercrecida con cristales tabulares de ilmenita magnética (Ilm).

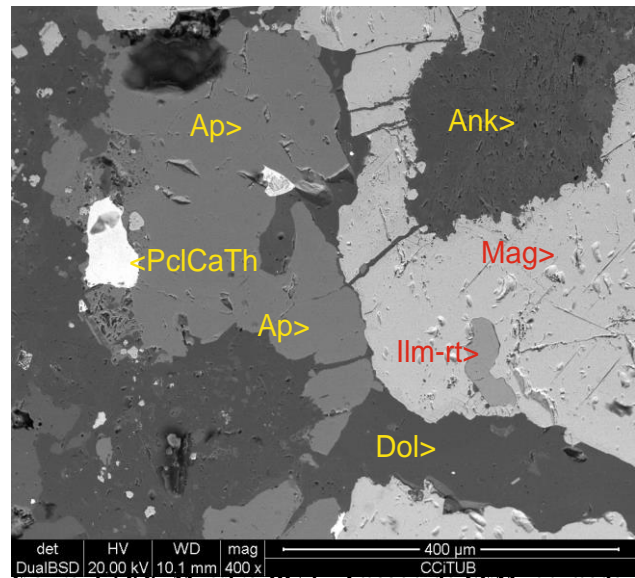


Figura 2.3.8.8. Muestra BG-6i. Imagen de SEM, en modo BSE. Apatito (Ap) y magnetita (Mag) intercrecido con ilmenita (Ilm-rt). Nótese las exsoluciones finas de ilmenita en la magnetita. El conjunto se ve reemplazado por dolomita (Dol) y ankerita (Ank), con pirocloro secundario rico en Th (PclCaTh).

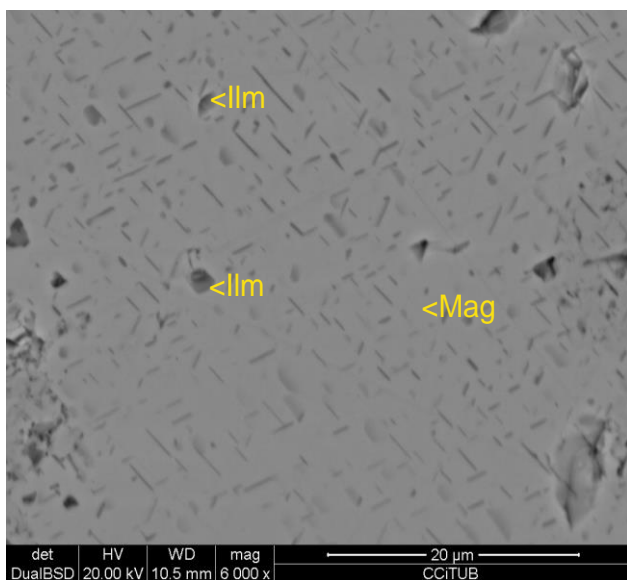


Figura 2.3.8.9. Muestra BG-6q. Imagen de SEM, en modo BSE. Detalle del interior de magnetita (Mag) anterior, con inclusiones de ilmenita (Ilm) y exsoluciones orientadas de ilmenita en los planos {111}.

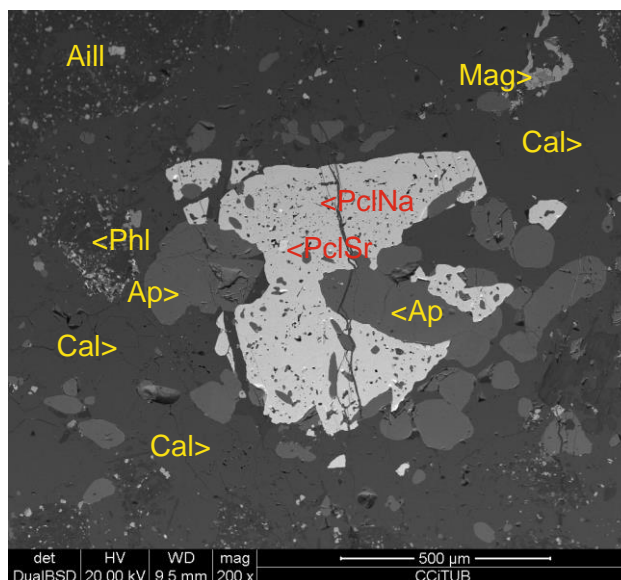


Figura 2.3.8.10. Muestra BG-5b. Imagen de SEM, en modo BSE. Matriz de calcita (Cal), apatito (Ap), pirocloro (PclNa), magnetita (Mag) y flogopita (Phl) entre cuerpos esferoidales de ailikita (Aill).

Los minerales del grupo del pirocloro primarios (a los que denominaremos de tipo I) son sódico-cálcicos, ricos en Nb. Son relativamente comunes en la matriz carbonatítica, donde pueden llegar a alcanzar hasta el 10% modal en las zonas enriquecidas en apatito. No obstante, en la calciocarbonatita típica generalmente se encuentra en proporciones inferiores al 1% modal, diseminado entre la calcita y apatito de la matriz (figuras 2.3.8.8, 2.3.8.10, 2.3.8.11, 2.3.8.12) y entre magnetita (figura 2.3.8.8, 2.3.8.13, 2.3.8.14). En todo caso son, por tanto, mucho más abundantes que en las carbonatitas del plug o en los fragmentos de calciocarbonatita procedentes del mismo, aunque sus características morfológicas y químicas son parecidas. Este aspecto debe tenerse en cuenta desde un punto de vista metalogenético. No son raros los cristales de tendencia idiomórfica de hábito octaédrico o equidimensional (figuras 2.3.8.11, 2.3.8.12), pero muchas otras veces son anédricos debido a que se encuentran intercrecidos con apatito o magnetita, si bien es frecuente que incluya cristales de apatito. Los cristales tienen color verdoso oliváceo a parduzco o marrón oscuro; suelen presentar una zonación concéntrica característica (figura 2.3.8.15, 2.3.8.16).

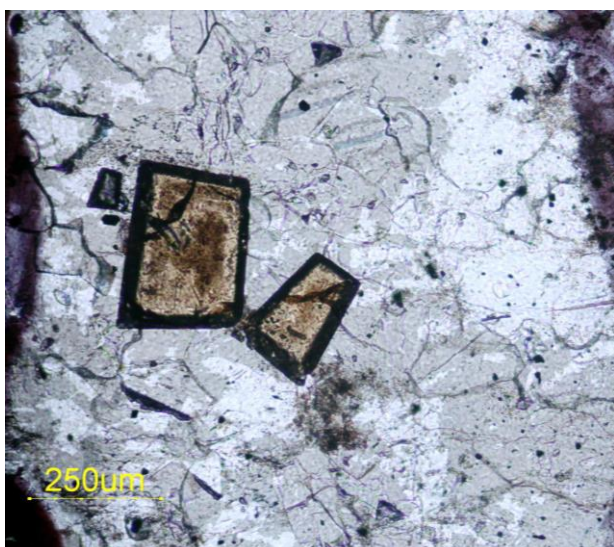


Figura 2.3.8.11. Muestra BG-6t. Luz transmitida, PPL. Matriz carbonatítica constituida por calcita alotriomórfica, apatito (redondeado, más limpio) y pirocloro zonado.

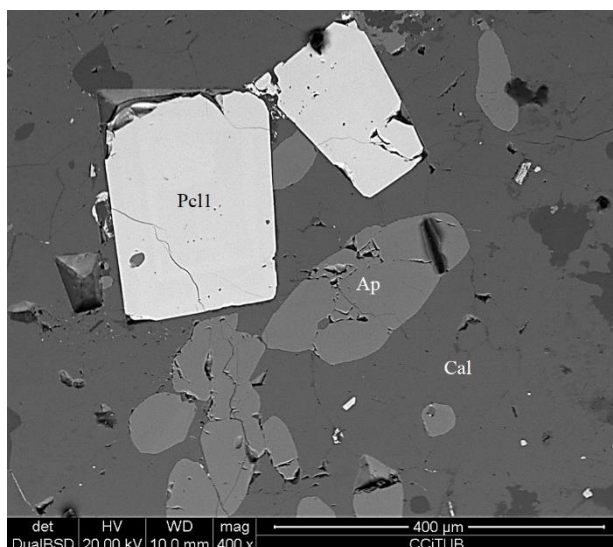


Figura 2.3.8.12. Muestra BG-6t. Imagen de SEM, modo BSE. Pirocloro primario (Pcl1) zonado, con apatito (Ap) y calcita (Cal).

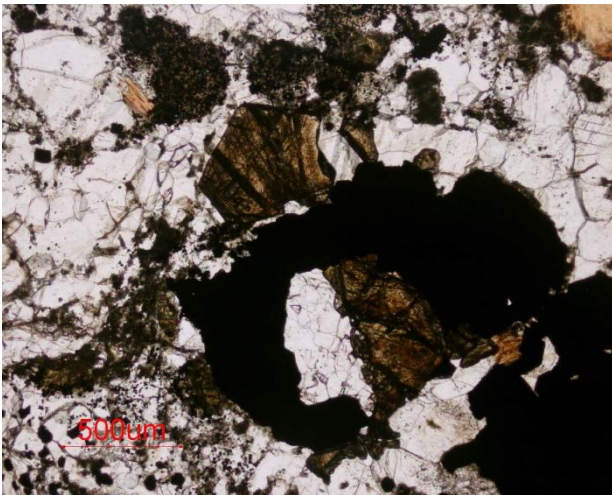


Figura 2.3.8.13. Muestra BG-5a. Luz transmitida. PPL. Pirocloro primario (de color marrón oscuro) intercrecido entre magnetita (cristal alotriomórfico y opaco), apatito y calcita.

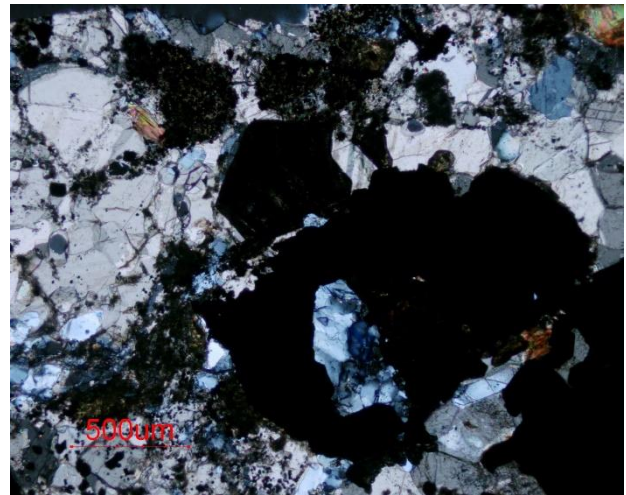


Figura 2.3.8.14. Muestra BG-5a. La imagen anterior, con nicoles cruzados. Cristales de pirocloro primario (con extinción total porque este mineral es isótropo) entre magnetita, apatito (con colores de interferencia grises de primer orden) y calcita (con colores de interferencia de órdenes elevados).

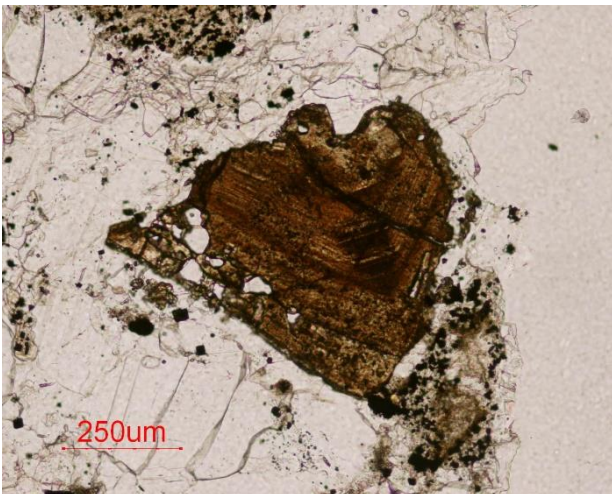


Figura 2.3.8.15. Muestra BG-5a. Luz transmitida, en PPL. Pirocloro primario con zonación concéntrica, con inclusiones de apatito incoloro, parcialmente corroído entre calcita y apatito de la matriz.

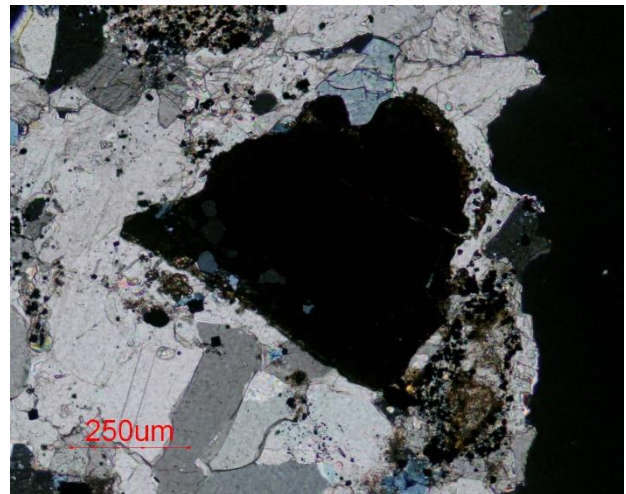


Figura 2.3.8.16. Muestra BG-5a. La imagen anterior con nicoles cruzados. Pirocloro totalmente extinguido puesto que es isótropo, en el centro de la imagen, entre calcita (colores de interferencia de cuarto orden) y apatito (colores de interferencia grises).

Aunque los cristales de pirocloro primario pueden ser idiomórficos, límpidos y claramente zonados de forma concéntrica, con variaciones que parecen responder a cambios en el contenido de Th, muchas veces los cristales muestran evidencias de reabsorción por parte del magma, de manera la zonación se ve cortada (figuras 2.3.8.15, 2.3.8.16). La presencia en estos cristales de una mayor turbidez sugiere que se han visto afectados por procesos subsolidus.

Por otra parte, en algunas muestras el pirocloro puede formar cristales esqueléticos, típicamente intercrecidos con apatito y calcita. Dependiendo de la proporción de pirocloro a calcita en estos intercrecimientos, pueden presentarse morfologías muy variadas. En algunos casos, parece que se trate de cristales poiquilíticos de pirocloro (figura 2.3.8.17), pero al aumentar la proporción de calcita a veces sólo llega a intuirse la forma octaédrica en el contorno externo del cristal de pirocloro, puesto que parece estar constituido por un conjunto de gotitas redondeadas aisladas (figuras 2.3.8.18 a 2.3.8.22). Estas texturas implicarían una cocrystalización del pirocloro con estos minerales, en condiciones posiblemente de cristalización más rápida, que favorecieron más la nucleación de los cristales de calcita. Por otra parte, estos intercrecimientos esqueléticos de pirocloro con calcita se

revelan muy inestables, debido a que existe mucha superficie expuesta a los fluidos hidrotermales, de manera que es muy frecuente que estos cristales estén fuertemente afectados por procesos de alteración. En particular, es muy frecuente la cristalización de niobozirconolita en forma de cristales tabulares, especialmente hacia los bordes del cristal de pirocloro (figuras 2.3.8.19 a 2.3.8.22).

Finalmente, cabe señalar que en muchos de los cristales de pirocloro primario no alterado se han encontrado pequeñas inclusiones de baddeleyita [ZrO_2] (por ejemplo, figura 2.3.8.17). Pese a que este mineral, como veremos, puede formarse en estadios tardíos, en este caso parece que se trata de una generación precoz de origen magmático, que acostumbra a aparecer en muchas carbonatitas.

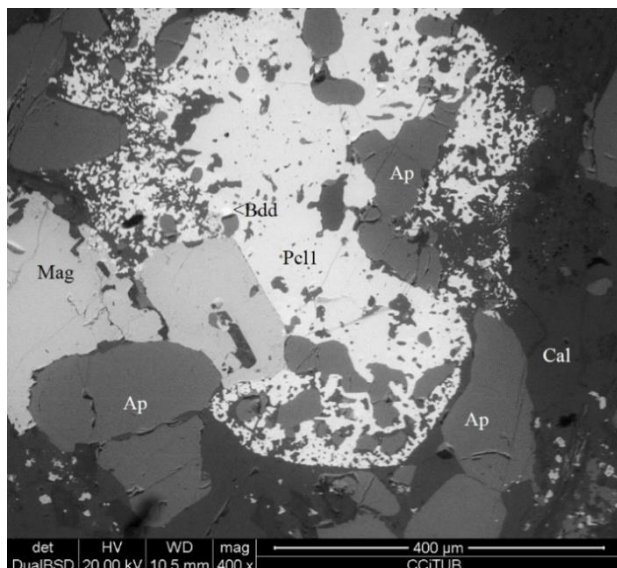


Figura 2.3.8.17. Muestra BG-6L. Imagen de SEM modo BSE. Cristales esqueléticos de pirocloro primario (PclI) intercrecidos con calcita (Cal) y apatito (Ap) hacia los bordes. La magnetita (Mag) es ligeramente anterior. El pirocloro tiene una inclusión de baddeleyita (Bdd).

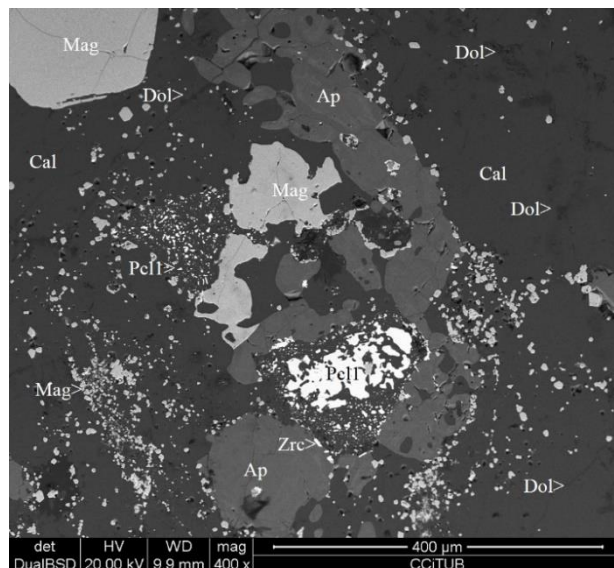


Figura 2.3.8.18. Muestra BG-6L. Imagen de SEM modo BSE. Bandas de grano fino con calcita (Cal), apatito (Ap), magnetita (Mag) con cristales esqueléticos de pirocloro (PclI); el conjunto es reemplazado parcialmente por dolomita (Dol) y zirconolita (Zrc).

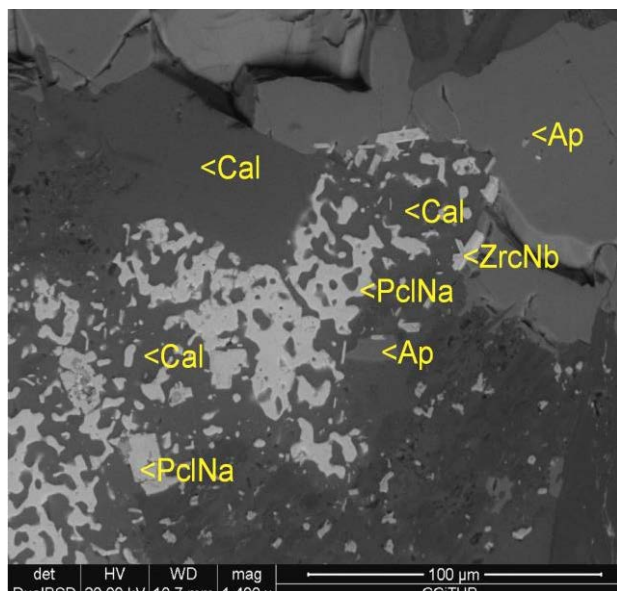


Figura 2.3.8.19. Muestra BG-6L. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro (PclNa) esquelético intercrecido entre calcita (Cal) y apatito (Ap). Hay un ligero reemplazamiento del pirocloro por niobio-zirconolita (Zrn-Nb) en los bordes del grano.

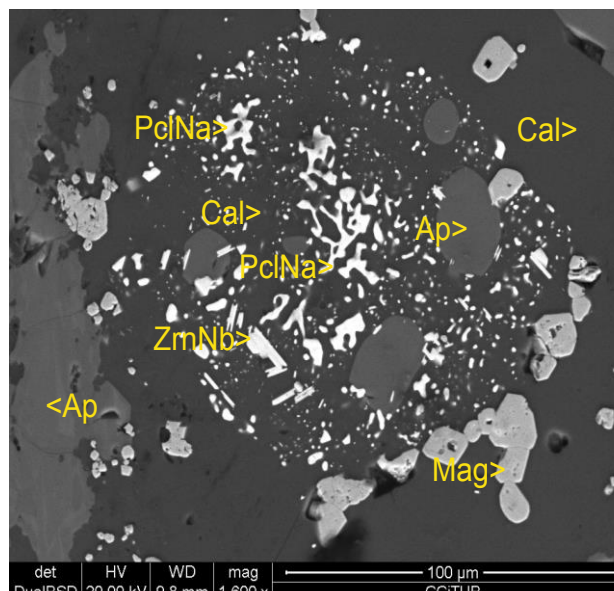


Figura 2.3.8.20. Muestra BG-6L. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro (PclNa) esquelético intercrecido entre calcita (Cal) y apatito euahedral (Ap). Es reemplazado por niobio-zirconolita (Zrn-Nb) y magnetita (Mag) en los bordes del grano.

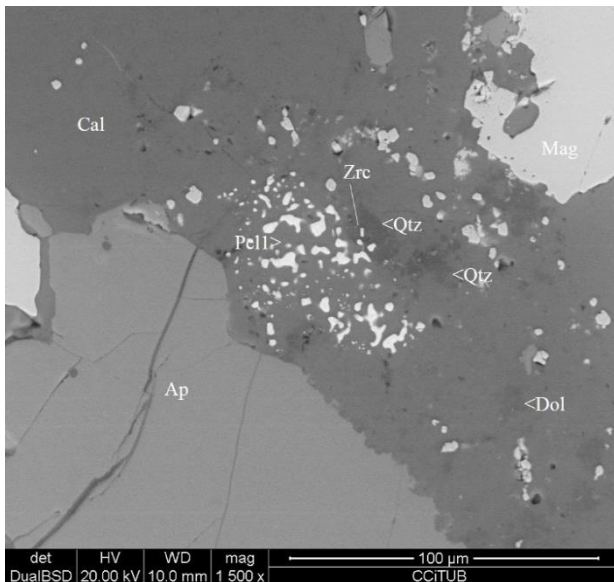


Figura 2.3.8.21: Muestra BG-6L. Imagen de SEM modo BSE. Bandas de grano fino con calcita (cal), apatito (Ap), magnetita (Mag) con cristales esqueléticos de pirocloro (Pcll); el conjunto es reemplazado parcialmente por dolomita (Dol), cuarzo (Qtz) y zirconolita (Zrc).

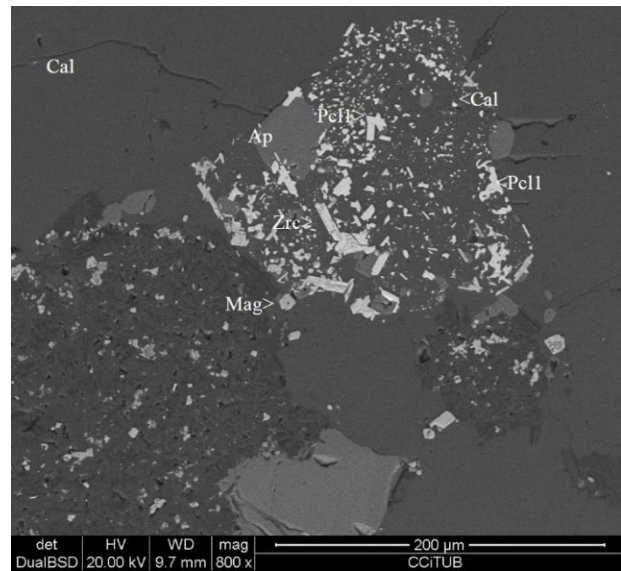


Figura 2.3.8.22. Muestra BG-6L. Imagen de SEM modo BSE. Cristales esqueléticos de pirocloro primario (Pcll) entre calcita (Cal) y apatito (Ap), parcialmente reemplazados por zirconolita (Zrc).

2.3.8.2. Asociaciones de alteración de la matriz carbonatítica de los cuerpos intrusivos mixtos

Pocas veces se encuentra sin alterar las asociaciones anteriormente descritas para la matriz calciocarbonatítica, frescas, es decir, con sus paragénesis primarias; en la mayor parte de los casos sobre ellas se sobreimpone un conjunto de asociaciones secundarias que las reemplaza a través de dos tipos de texturas. En primer lugar, por un reemplazamiento generalizado difuso, que puede llegar a ser masivo y completo, a escala microscópica y intracristalino, avanzando por bordes de grano de los minerales primarios y por sus exfoliaciones u otras pequeñas discontinuidades intragranulares (inclusiones, maclas, zonado, etc). En segundo lugar, hay un reemplazamiento a partir de vetillas de espesor inferior al mm.

Carbonatos del grupo de la dolomita

Sea cual sea el mecanismo de circulación de los fluidos de alteración, los minerales más importantes en estos procesos de reemplazamiento son carbonatos del grupo de la dolomita, especialmente dolomita y ankerita, asociados con menores proporciones de cuarzo; con ellos se asocia, además, una paragénesis compleja de minerales de elementos raros (Nb, REE, Ta). Muchas veces hay minerales de neoformación con componentes aportados por los fluidos, pero en otros casos los minerales neoformados heredan la composición de los componentes originales. Por consiguiente, los fluidos hidrotermales o carbatermales han producido diferentes minerales, pero la naturaleza de las asociaciones secundarias o el quimismo de estos minerales puede en muchos casos estar influenciada, al menos en parte, por la composición de los minerales originales que hayan sido reemplazados.

La dolomita y la ankerita parecen estar íntimamente asociadas en la mayor parte de las muestras, aunque parece que la dolomitización se forma en primera instancia y la ankerita es más tardía; por otra parte, la dolomitización está presente en las rocas menos alteradas, donde por otra parte acostumbra a faltar la ankerita. Todo ello sugiere que existen frentes de alteración magnésica y férrica superpuestos, con una dolomitización que se desarrolló de manera más generalizada y que fue más

precoz. Ambos minerales forman cristales alotriomórficos de grano fino (menos de 100 micras), que reemplazan a la calcita a partir de bordes de grano y exfoliaciones, resultando a menudo una distribución muy irregular (figuras 2.3.8.23, 2.3.8.24).

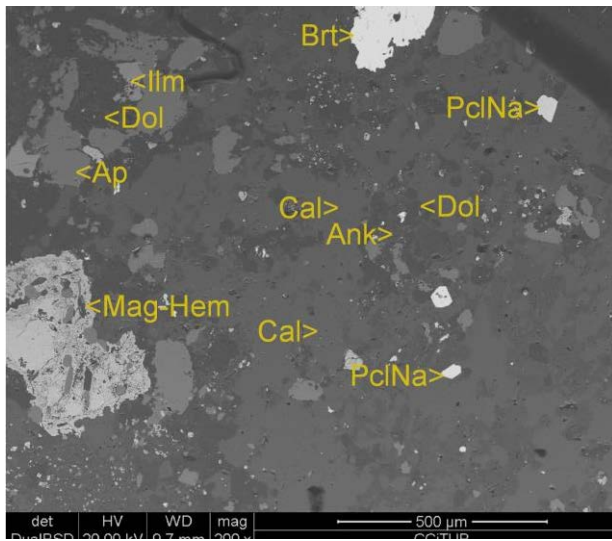


Figura 2.3.8.23. Muestra BG-6i. Imagen de SEM, en modo BSE Matriz carbonatítica formada por calcita (Cal), apatito (Ap), pirocloro (PclNa), ilmenita (Ilm) y magnetita, todos ellos reemplazados por una asociación secundaria compuesta por dolomita (Dol), hematites (Hem), barita (Brt) y ankerita (Ank).

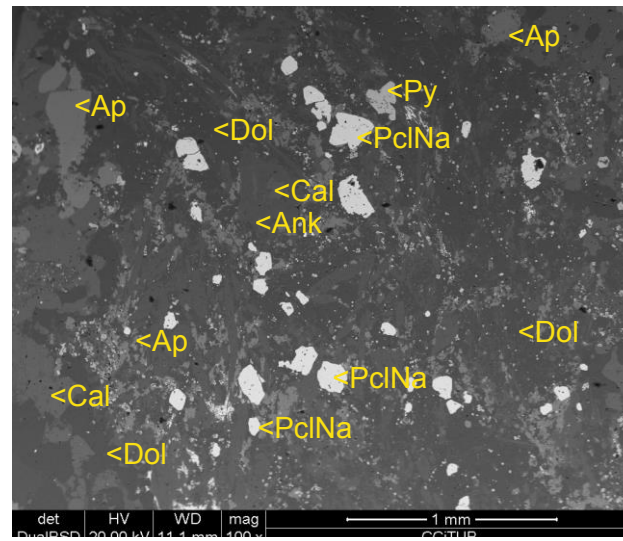


Figura 2.3.8.24. Muestra BG-6f. Imagen de SEM, en modo BSE. Calcita (Cal) y apatito (Ap) y pirocloro (PclNa) reemplazados por dolomita (Dol), ankerita (Ank) y pirita (Py) tardías.

Los cristales de carbonatos con morfologías idiomórficas romboédricas no son muy comunes en estos cuerpos, lo que indicaría que durante la cristalización de estos minerales pocas veces se llegó a disponer de espacios libres para poder desarrollar caras idiomórficas, como en geodas o en drusas. Cuando estos cristales existen, acostumbran a verse zonados, con bandas alternantes entre composiciones de ankerita y dolomita, y con proporciones asimismo muy variables de manganeso; con todo, los términos más ricos en componente ankerita tienden a formarse en los estadios más tardíos, como se ha observado en otras carbonatitas de Angola, como en Tchivira o en el propio plug de Bonga (Bambi, 2015). En estos espacios libres no es raro que los cristales presenten las caras y aristas curvadas, como es típico en los minerales del grupo de la dolomita de origen hidrotermal (dolomita barroca, *saddle dolomite*). Por lo general, los cristales de carbonatos del grupo de la dolomita presentan una notable porosidad, con abundantes espacios dispersos (aunque de dimensiones reducidas, menos de 2 micras) entre los cristales de estos carbonatos, lo que confiere un aspecto sucio a estos minerales cuando se observan en el microscopio de luz transmitida; no obstante, esta porosidad muy a menudo queda rellenada debido a la cristalización en estos espacios de otros minerales de formación más tardía.

Los carbonatos secundarios cortan también a todos los minerales accesorios sin excepción, pero el grado de alteración no es uniforme; en unas zonas los minerales primarios se ven muy reemplazados, mientras que en otras este reemplazamiento no está tan desarrollado. Esto puede deberse a que los fluidos hidrotermales responsables de estos procesos han interactuado con la roca en grados muy variables.

De este modo, tanto la flogopita como su reborde de tetraferroflogopita se ven cortadas por vetas de carbonatos del grupo de la dolomita, lo que de paso demuestra que la tetraferroflogopita se formó anteriormente a la alteración hidrotermal (figuras 2.3.8.25 a 2.3.8.28). En este caso, en estas imágenes puede verse que estas vetas no producen alteraciones en los minerales primarios más allá de cortarlos siguiendo la exfoliación. De hecho, en las zonas dolomitizadas la interacción del fluido con los

minerales primarios parece haber sido más discreta. Así, en las zonas simplemente dolomitizadas la flogopita parece no haber sido muy alterada o no estarlo en absoluto. En cambio, en las zonas afectadas por ankeritización prominente tienden a producirse fuertes reemplazamientos de la flogopita, que pueden llegar a ser completos, por minerales del grupo de la clorita. Estas cloritas son de color verde oscuro y muy pleocroicas y ricos en Fe, por lo que se corresponden a chamositas $[(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{O})_8]$ más que no a las típicas cloritas cercanas a la composición de clinocloro $[\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8]$ (figuras 2.3.8.29, 2.3.8.30).

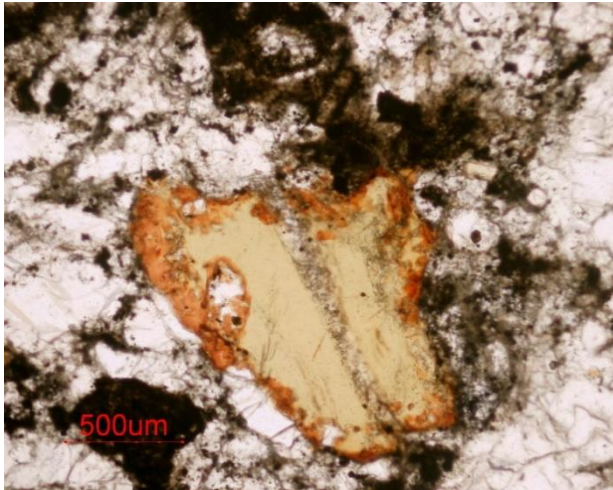


Figura 2.3.8.25. Muestra BG-6k. Luz transmitida, PPL. Flogopita de la matriz carbonatítica primaria, con inclusiones de apatito y un reborde reemplazante de tetraferroflogopita más rojizo; el conjunto es cortado según la exfoliación por dolomita de tamaño de grano fino y con tono grisáceo hacia la parte central del cristal y por los bordes.

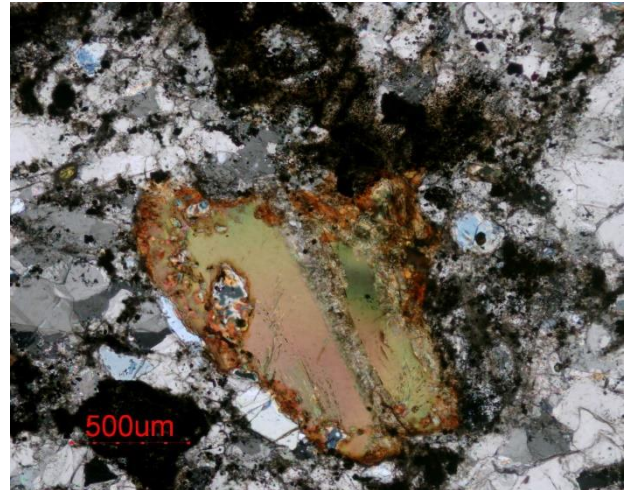


Figura 2.3.8.26. Muestra BG-6k. Imagen anterior con nicoles cruzados. Calcita (colores de 4° orden, de aspecto nítido) y flogopita con borde de tetraferroflogopita, con inclusiones de apatito, reemplazados todos por dolomita secundaria de aspecto turbio.

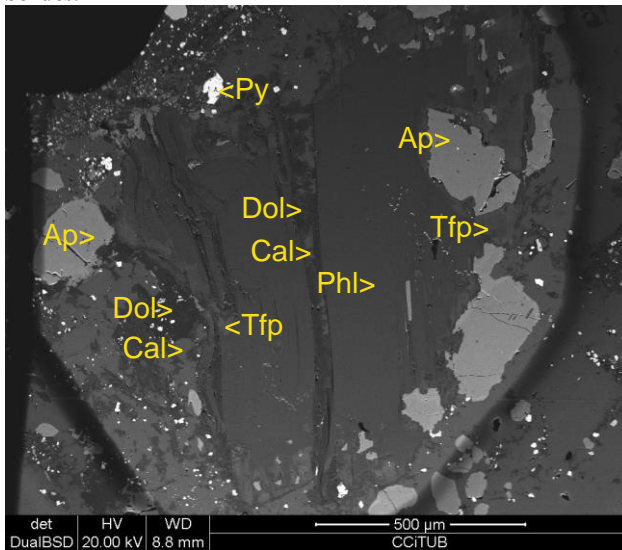


Figura 2.3.8.27. Muestra BG-6k. Detalle del cristal anterior en la matriz carbonatítica, en imagen de SEM, en modo BSE. Lámina de flogopita (Phl) con bordes de tetraferroflogopita (Tfp) entre calcita (Cal) y apatito (Ap); éste está a veces incluido en flogopita. La flogopita se ve reemplazada por los bordes y por la exfoliación por dolomita (Dol) asociada con pirita (Py).

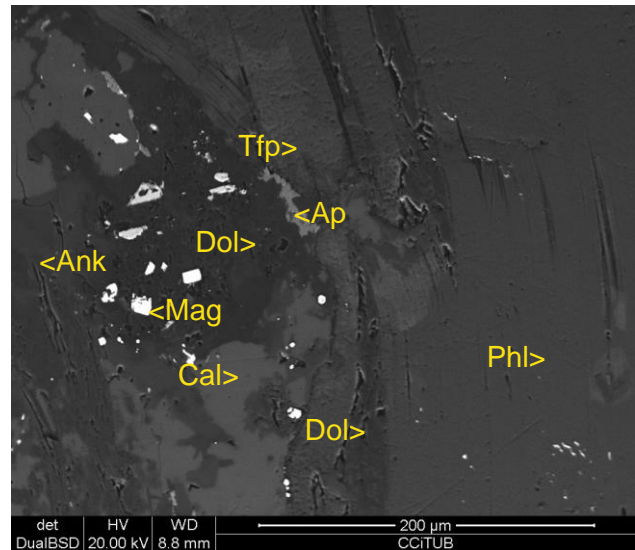


Figura 2.3.8.28. Muestra BG-6k. Detalle del cristal anterior, en imagen de SEM, en modo BSE. Cristales de flogopita (Phl) con un reborde de tetraferroflogopita (Tfp), entre calcita primaria (Cal); todos ellos se ven reemplazados por dolomita (Dol) y ankerita (Ank) asociados con una segunda generación de magnetita idiomórfica de tamaño de grano fino (Mag). Nótese las vetillas irregulares de dolomita que cortan a la exfoliación de la flogopita o se introducen en la misma.

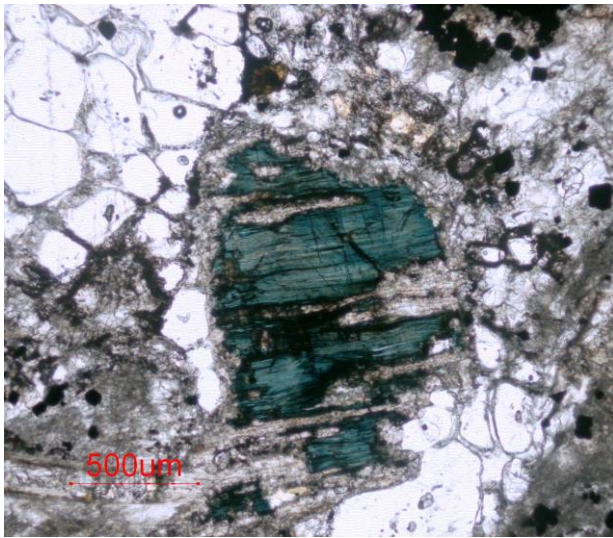


Figura 2.3.8.29. Muestra BG-6c. Luz transmitida, en PPL. Agregado de cristales de apatito y flogopita. Este último mineral es reemplazado según los bordes de grano y exfoliación por dolomita y ankerita de grano fino (color grisáceo) y pseudomorfizada completamente por clorita (de color verde oscuro, muy pleocroica).

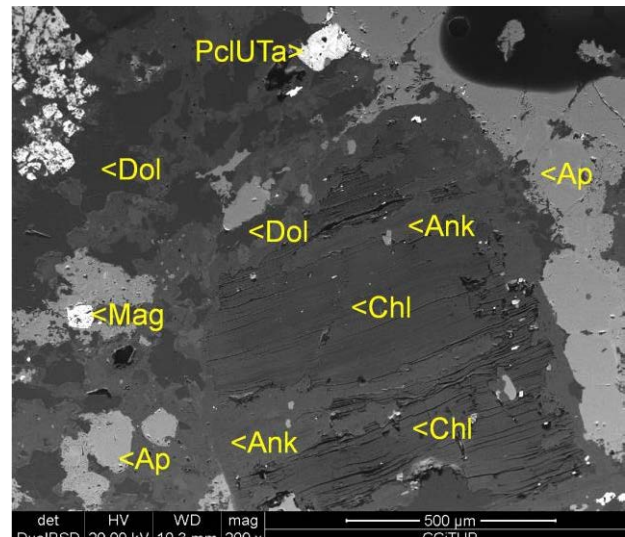


Figura 2.3.8.30. Muestra BG-6c. Imagen de SEM, modo BSE. Agregado de apatito (Ap), magnetita (Mag) y flogopita; ésta, reemplazada por dolomita (Dol) y ankerita (Ank) de grano fino y pseudomorfizada completamente por clorita (Chl). Se distinguen cristales de pirocloro tardío, rico en U y Ta (PclUTa) asociados a los carbonatos secundarios.

Grupo del apatito

En algunos casos, la carbonatación secundaria incipiente no ha producido aparentemente cambios significativos en los cristales de apatito. En cambio, en otros casos durante los estadios precoces de alteración hidrotermal, con la dolomitización, ya se ha observado el desarrollo de una segunda generación tardía de apatito, rico en Sr, directamente asociado con la dolomita (figura 2.3.8.31). Este apatito tardío, a diferencia del primario, presenta una morfología alotriomórfica y un aspecto más turbio y muy oqueroso, debido a que contiene inclusiones fluidas de tamaño muy fino e inclusiones de estroncianita, dolomita o barita; a veces, estos minerales llegan a desarrollar cristales de tamaño de grano mediano, del orden de varias decenas de micras de diámetro (figura 2.3.8.31, 2.3.8.32). El apatito secundario también puede reemplazar al apatito primario formando vetas o sobrecrecimientos en los bordes de grano del apatito primario o en sus fracturas (figura 2.3.8.32).

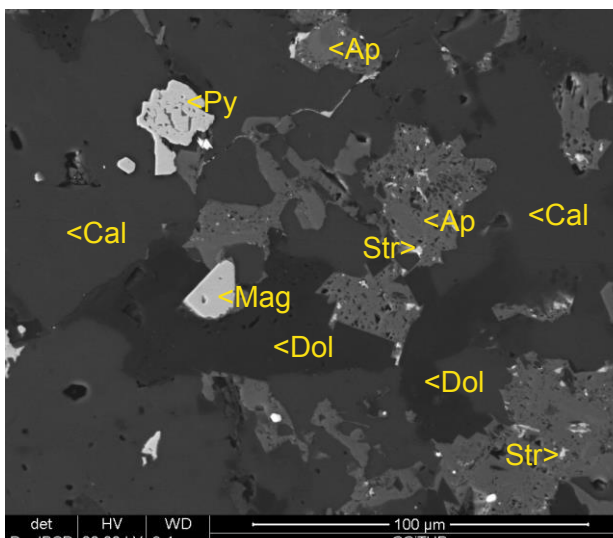


Figura 2.3.8.31. Muestra BG-6k. Imagen de SEM, en modo BSE. Detalle de la imagen anterior. Calcita (Cal) cortada por dolomita (Dol), pirita (Py), magnetita secundaria (Mag) y apatito secundario (Ap), con aspecto poroso por tener inclusiones fluidas e inclusiones de estroncianita (Str).

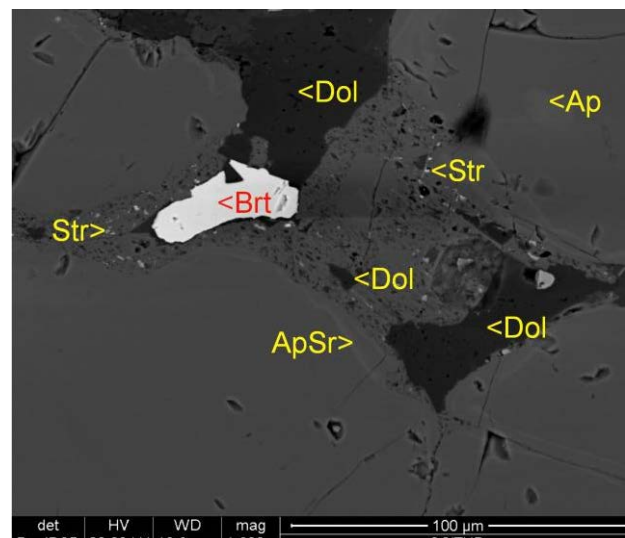


Figura 2.3.8.32. Muestra BG-6q. Imagen de SEM, en modo BSE. Apatito primario (Ap) reemplazado por una asociación de dolomita (Dol), apatito secundario estroncico (ApSr) de aspecto turbio y rico en inclusiones fluidas y de estroncianita (Str) y barita (Brt).

Magnetita

En algunos casos, la dolomitización y ankeritización reemplazan a la calcita circundante de los cristales de la magnetita o del pirocloro, pero no llega a producirse aparentemente su reemplazamiento (figuras 2.3.8.33, 2.3.8.34).

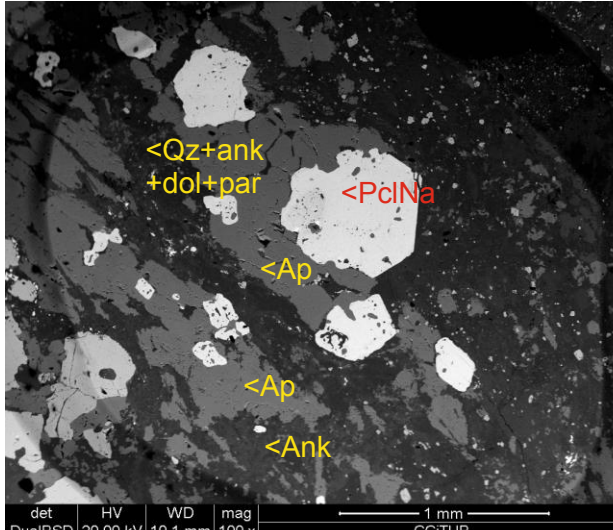


Figura 2.3.8.33. Muestra BG-6p. Imagen de SEM, en modo BSE. Pirocloro primario (PclNa) entre apatito (Ap). El conjunto está reemplazado por vetas de cuarzo (Qz), ankerita (Ank), dolomita (Dol) y parisita (Par).

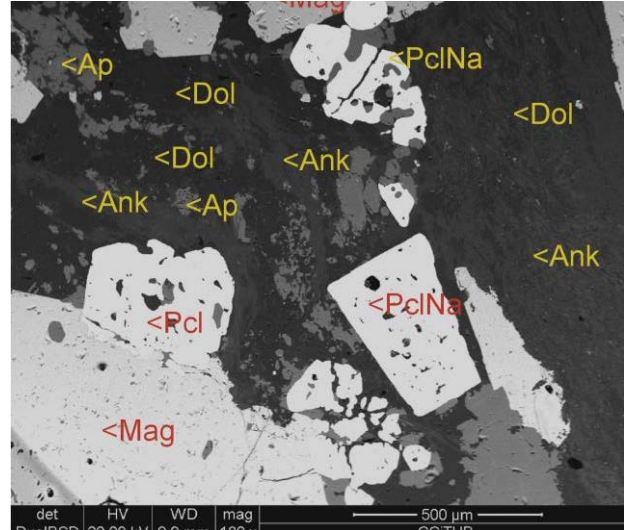


Figura 2.3.8.34. Muestra BG-13a. Imagen de SEM, en modo BSE. Dolomita (Dol) y ankerita (Ank) secundarias entre apatito (Ap), pirocloro primario (PclNa) y magnetita (Mag).

En otros casos, en cambio, los reemplazamientos pueden ser muy complejos. En el caso de la magnetita, se ve frecuentemente pseudomorfizada por hematites secundaria de tamaño mucho más fino y aspecto oqueroso (martitización; figuras 2.3.8.35, 2.3.8.36). Además, los cristales de magnetita se ven corroídos por los bordes y cruzados por las vetas de carbonatos. Cuando cortan la magnetita, es muy frecuente que estas vetas contengan, además de los carbonatos, minerales de elementos raros, muy en particular rutilo niobífero (“ilmenorutilo”, figuras 2.3.8.36 a 2.3.8.40). Este rutilo niobífero queda restringido al interior de los cristales de magnetita.

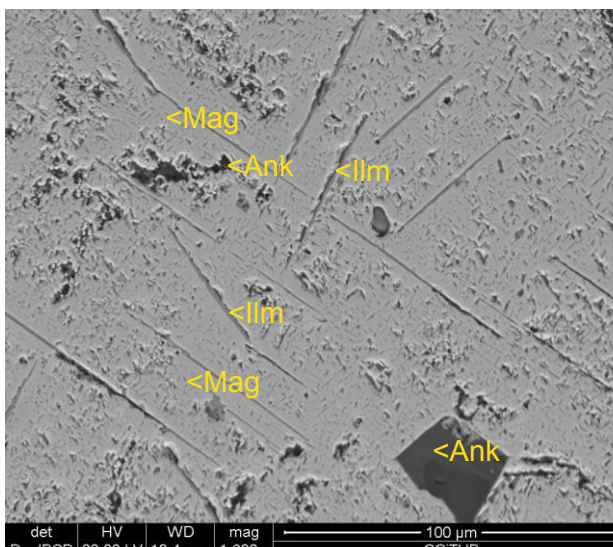


Figura 2.3.8.35. Muestra BG-6c. Imagen de SEM, en modo BSE. Cristal de magnetita (Mag) con exsoluciones de ilmenita (Ilm) cortado por ankerita (Ank) secundaria; las zonas de aspecto oqueroso están reemplazadas por hematites secundaria.

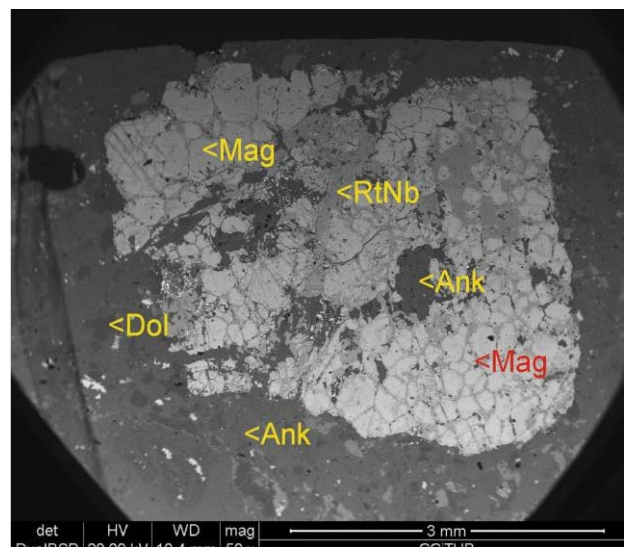


Figura 2.3.8.36. Muestra BG-6c. Imagen de SEM, en modo BSE. Magnetita (Mag) reemplazada por filones de ilmenorutilo (RtNb) y ankerita (Ank). La matriz carbonatítica circundante está reemplazada por dolomita (Dol) y ankerita (Ank).

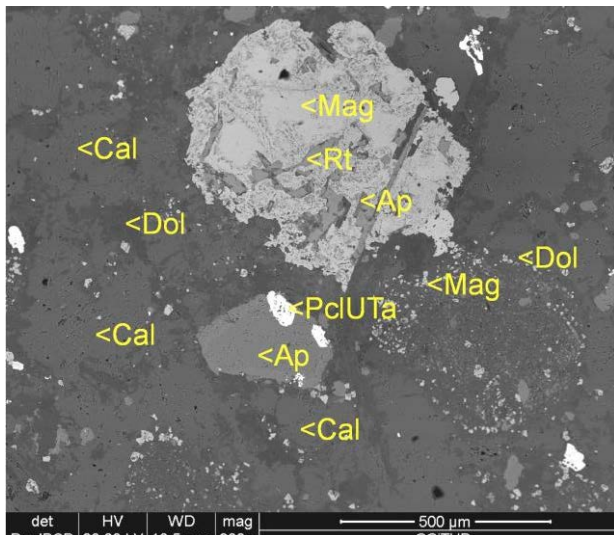


Figura 2.3.8.37. Muestra BG-6q. Imagen de SEM modo BSE. Matriz de calcita (Cal) reemplazada por dolomita (Dol) con magnetita secundaria (Mag). Un cristal grande de magnetita primaria es martitizada y cortada por apatito secundario (Ap) y vetas de rutilo (Rt). Entre la matriz se aprecia apatito con pirocloro rico en U y Ta (PclUTa) y magnetita secundaria de grano fino.

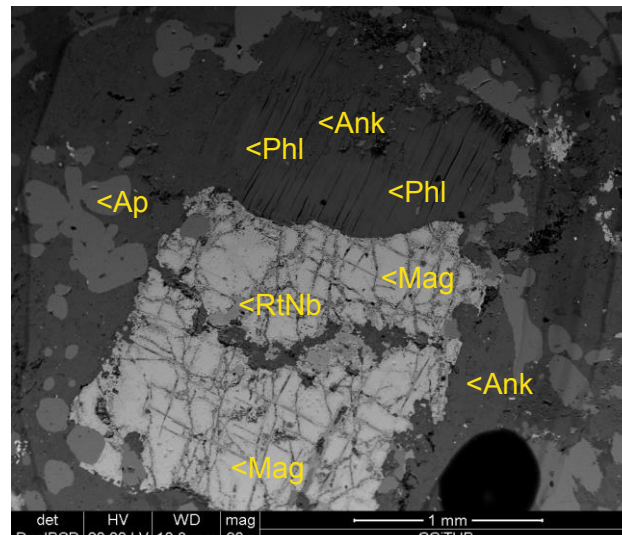


Figura 2.3.8.38. Muestra BG-6r. Imagen de SEM modo BSE. Flogopita (Phl), apatito (Ap) y magnetita (Mag) cortados por ankerita; la magnetita además es cortada por vetas de ilmenorutilo secundario (RtNb).

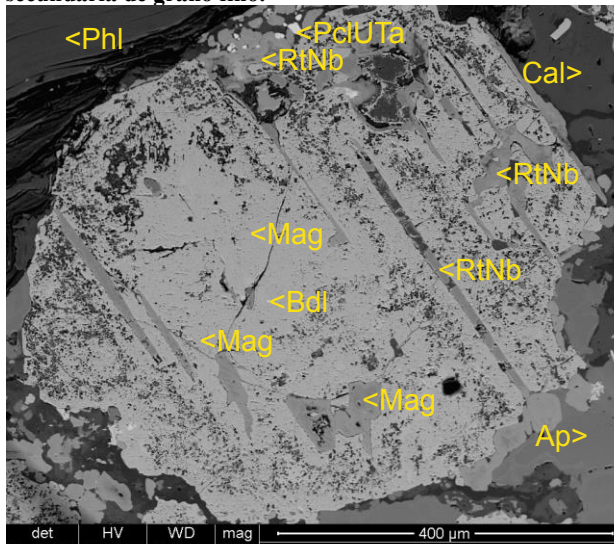


Figura 2.3.8.39. Muestra BG-6f. Imagen de SEM modo BSE. Flogopita (Phl), calcita (Cal), apatito (Ap) y magnetita (Mag) martitizada; la ilmenita laminar es reemplazada por ilmenorutilo (RtNb) en asociación con pirocloro rico en U y Ta (PclUTa) y baddeleyita (Bdl).

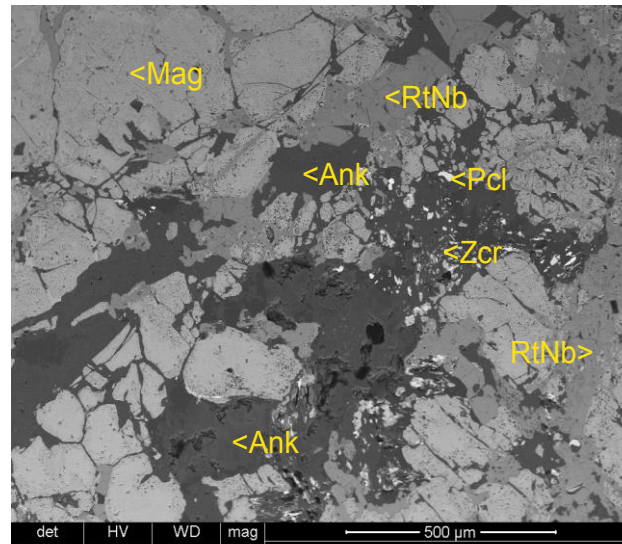


Figura 2.3.8.40. Muestra BG-6c. Imagen de SEM modo BSE. Magnetita (Mag) cortada por vetas de ilmenorutilo (RtNb) y ankerita (Ank). Entre el carbonato se distinguen pequeños cristales de zirconolita (Zrc) y pirocloro (Pcl).

Como puede verse en las imágenes anteriores, el rutilo niobífero queda en estos casos restringido al interior de los cristales de magnetita. Ello puede deberse a que en el proceso de alteración se libera titanio principalmente a partir de la ilmenita que se encuentra en las exsoluciones de grano muy fino de la magnetita. Esta hipótesis puede verse apoyada por el hecho de que las láminas mayores de ilmenita se encuentran asimismo pseudomorfizadas por ilmenorutilo (figura 2.3.8.39). En todo caso, la alteración de ilmenita por rutilo niobífero implica la introducción de Nb, del mismo modo que la cristalización de baddeleyita o de zirconolita implican la aportación de Zr y, en el caso de la zirconolita, de REE y Nb (figura 2.3.8.40). No obstante, en algunos otros casos se ha identificado cristales de rutilo, a veces de grandes dimensiones (en el orden de varias decenas de micras) dentro de zonas reemplazadas por ankerita, lo que sugiere que el rutilo viene asociado con el estadio de ankeritización (figuras 2.3.8.41, 2.3.8.42).

Por otra parte, se ha identificado también una generación tardía de magnetita, que posiblemente sea anterior a la martitización. Esta magnetita acompaña a la dolomita o incluso a la ankerita más tardía en forma de cristales muy pequeños, de menos de 50 micras de diámetro, casi siempre idiomórficos (figuras 2.3.8.28, 2.3.8.31, 2.3.8.37, 2.3.8.43). Estos cristales pueden llegar a ser muy abundantes en estas zonas de reemplazamiento, y otorgan un color oscuro a la dolomita que los contiene como inclusiones. En algunos casos, puede apreciarse que esta magnetita secundaria llega a reemplazar a otros minerales asociados con la dolomitización, como la pirita y a la propia dolomita (figura 2.3.8.44). En esta magnetita secundaria no se distinguen las exsoluciones de ilmenita que caracterizan a la magnetita primaria (fig. 2.3.8.43, 2.3.8.44), lo que refuerza la hipótesis de que la génesis de la segunda magnetita se produjo a una temperatura mucho más baja, en contexto hidrotermal.

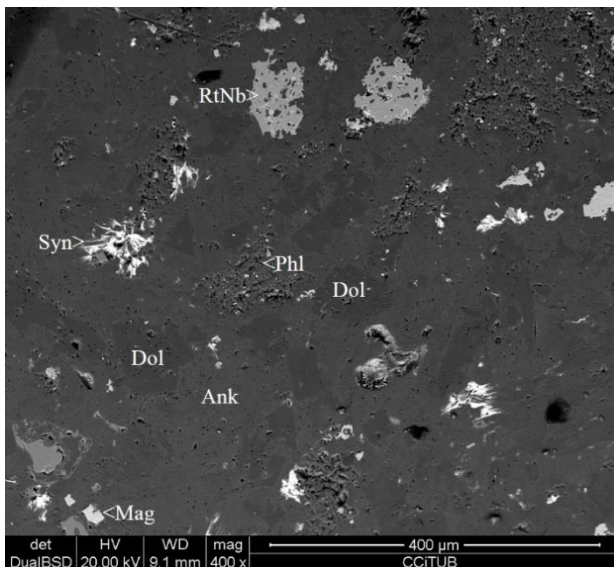


Figura 2.3.8.41. Muestra BG-6n. Imagen de SEM, en modo BSE. Cuerpos de aillikita con flogopita (Phl) en matriz de carbonatita dolomitizada (Dol) reemplazada a su vez por ankerita (Ank) con ilmenorutilo (RtNb) y sinchisita-(Ce) (Syn).

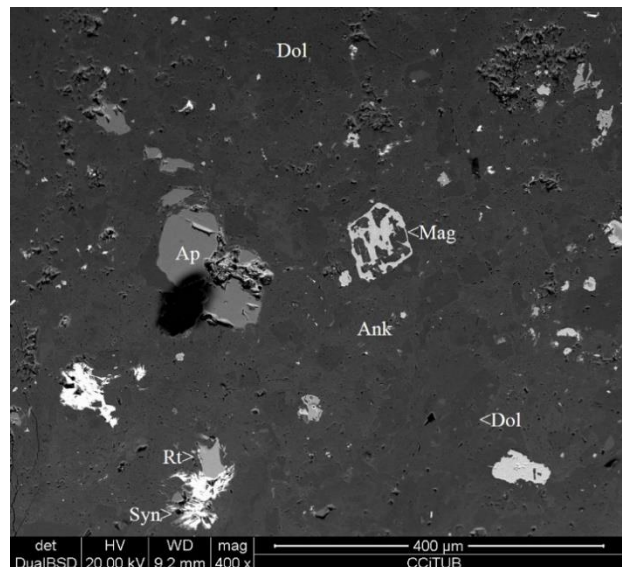


Figura 2.3.8.42. Muestra BG-13a. Imagen de SEM, en modo BSE. Matriz carbonatítica con apatito (Ap) y magnetita (Mag) primarios reemplazados inicialmente por dolomita (Dol) y posteriormente por ankerita (Ank), acompañada ésta de con ilmenorutilo (RtNb) y sinchisita-(Ce) (Syn).

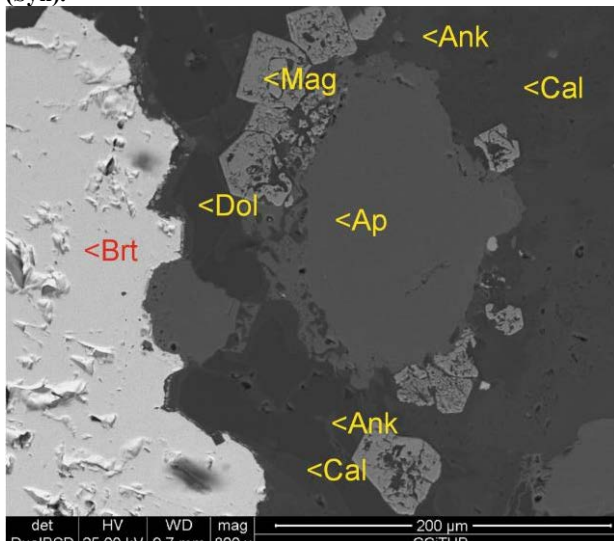


Figura 2.3.8.43. Muestra BG-6c. Imagen de SEM, en modo BSE. Apatito (Ap) y calcita (Cal) reemplazados por dolomita (Dol) y ésta por ankerita (Ank) con magnetita secundaria (Mag) y barita (Brt) alotriomórfica. A destacar que la magnetita no tiene exsoluciones.

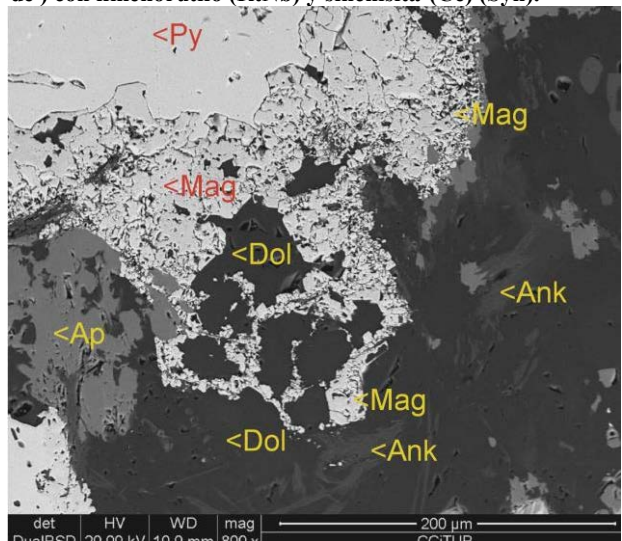


Figura 2.3.8.44. Muestra BG-13a. Imagen de SEM, en modo BSE. Magnetita (Mag) secundaria reemplazando pirita (Py), dolomita (Dol) y apatito primario (Ap). La magnetita está en este caso asociada con ankerita tardía (Ank).

Cuarzo

El cuarzo, pese a no ser muy abundante en estas rocas, tiene un significado petrogenético y metalogenético muy importante que no siempre es tenido en cuenta en este tipo de rocas. Muy a menudo se clasifican las rocas carbonatíticas en función de su composición química o de los carbonatos dominantes, sin tener en cuenta que puede haberse dado una alteración hidrotermal, puesto que en el contexto carbonatítico magmático no puede en modo alguno formarse cuarzo y su presencia demuestra que estas asociaciones se formaron por procesos no magmáticos. En el caso de las carbonatitas angoleñas, está siempre presente (por ejemplo, Bambi, 2015), y en Bonga, pese a no ser muy abundante, es común. No obstante, su tamaño de grano es muy fino, y al estar muy disperso y en pequeñas cantidades no puede reconocerse en muestra de mano y cuesta identificarlo al microscopio óptico, a menos que no se examine la muestra con microscopía de luz reflejada. Puede ser complicado identificarlo con microscopía electrónica de barrido a menos que no se utilice un contraste de Z en muy buenas condiciones, pues se asemeja a los carbonatos secundarios con los que acostumbra a estar asociado.

En la matriz carbonatítica de los cuerpos intrusivos mixtos de Bonga no se han encontrado hasta ahora cristales idiomórficos, y sólo se han reconocido cristales alotriomórficos rellenando vetas irregulares o bien granos irregulares acompañando a los carbonatos tardíos del grupo de la dolomita. Como se verá más adelante en detalle, el cuarzo está asociado con minerales de elementos raros.

Pirocloro

La alteración hidrotermal del pirocloro primario durante los estadios de carbonatación (dolomitización y ankeritización) o de silicificación produce asociaciones muchísimo más complejas que las que se producen en los otros minerales, puesto que hay diversas generaciones de pirocloro, asociadas con todos estos estadios. A veces, se preserva el pirocloro primario (de tipo I) durante los procesos de dolomitización y ankeritización, del mismo modo que los otros minerales accesorios, en tanto que la calcita es reemplazada completamente (figuras 2.3.8.45, 2.3.8.46).

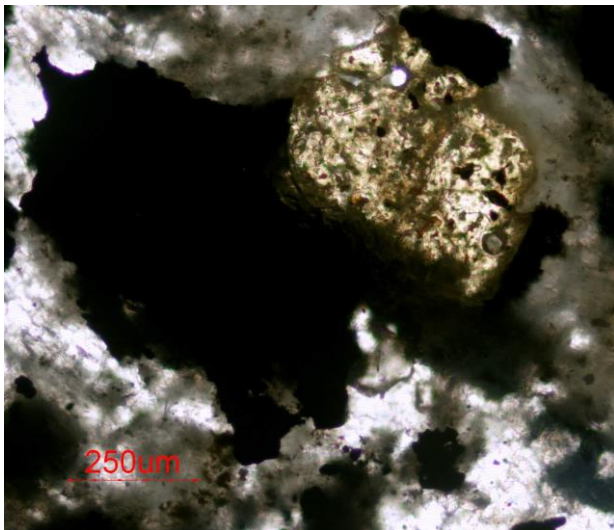


Figura 2.3.8.45: Muestra BG-6p. Luz transmitida, PPL. Cristal de pirocloro primario subidiomórfico (amarillento) asociado con magnetita (opaca) y apatito (nítido), bordeados por intercrecimientos de dolomita y ankerita de grano fino y tono grisáceo que reemplazan a la calcita primaria.

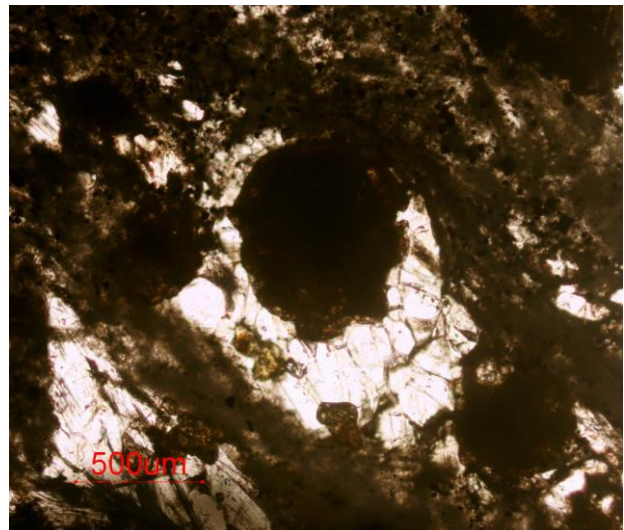


Figura 2.3.8.46: Muestra BG-6p. Luz transmitida. PPL. Pirocloro en el centro de la imagen intercrecido entre apatito (incoloro). El conjunto está envuelto por dolomita y ankerita secundarias de grano muy fino que reemplazan a la calcita primaria original.

No obstante, por lo general el pirocloro primario se ve en mayor o menor medida afectado por su interacción con los fluidos que depositan los carbonatos secundarios. De este modo, el pirocloro primario puede ser en algunos casos disuelto a la vez que se forman otras generaciones de pirocloro típicas de cada estadio de alteración. Estas generaciones de pirocloro secundario se pueden encontrar texturalmente de dos maneras diferentes: a) como cristales diferenciados, incluidos en el carbonato o sílice con la que se asocia el pirocloro secundario (por ejemplo, figura 2.3.8.47), y b) como productos de reemplazamiento pseudomórfico de otras generaciones de pirocloro anteriores, aprovechando cualquier tipo de discontinuidad interna como fracturas, inclusiones o zonado (por ejemplo, figura 2.3.8.48).

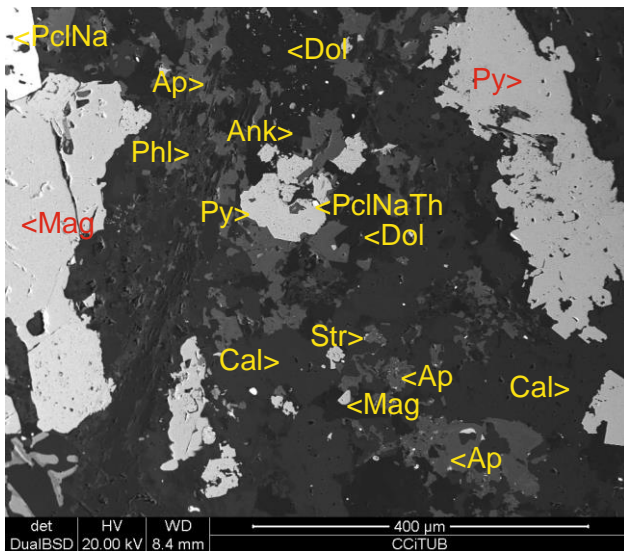


Figura 2.3.8.47. Muestra BG-6k. Imagen de SEM, modo BSE. Matriz de calcita (Cal), magnetita (Mag) y flogopita (Phl) reemplazadas por dolomita (Dol) secundaria. Entre la dolomita hay apatito (Ap) secundario con inclusiones de estroncianita (Str) y magnetita secundaria, ankerita (Ank), pirita (Py) y pirocloro con Th (PclNaTh).

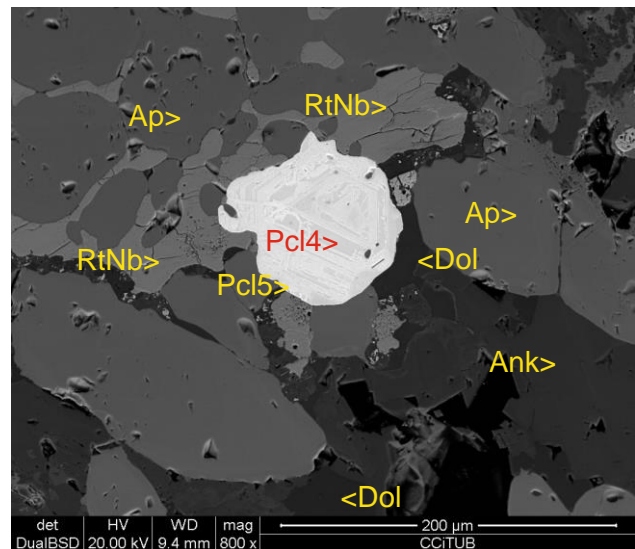


Figura 2.3.8.48. Muestra BG-13a. Imagen de SEM, en modo BSE. Apatito (Ap) reemplazado por ilmenorutilo intersticial (RtNb) asociado a dolomita (Dol) y ankerita (Ank). Pirocloro con U y Ta (PclUTa) reemplazado por pirocloro estróncico (PclSr) asociado a los carbonatos secundarios: dolomita (dol) recubierta por ankerita (Ank); nótese la presencia de cavidades geódicas (negro) con cristales romboédricos de este mineral en sus bordes, hacia la parte inferior derecha de la imagen.

De este modo, pueden definirse las siguientes generaciones de pirocloro secundario: a) una generación precoz de pirocloro rico en Th (pirocloro de tipo 2); b) una generación de pirocloro rico en Ca (pirocloro de tipo 3); c) una generación de pirocloro rico en U, Ta y eventualmente Si (pirocloro de tipo 4); d) una generación tardía de pirocloro rico en Sr (pirocloro de tipo 5).

Pirocloro de tipo 2

El pirocloro de tipo 2 se encuentra asociado con los estadios iniciales del proceso de dolomitización (figura 2.3.8.49). No es especialmente abundante en la matriz carbonatítica de los cuerpos intrusivos de Bonga, pudiendo haber sido en muchos casos removido por procesos de alteración más tardíos. Por lo general, el pirocloro de tipo 2 forma reemplazamientos difusos sobre el pirocloro primario, especialmente en aquellas zonas donde éste se encuentre afectado por procesos de corrosión o donde se encuentre intercrecido con otros minerales. De este modo, las zonas donde el pirocloro primario está más corroído acostumbran a presentar en sus bordes ligeros enriquecimientos en Th y pérdida de Na en comparación con el pirocloro primario; los límites de los contornos entre ambas generaciones de pirocloro suelen ser muy difusos (figuras 2.3.8.49 a 2.3.8.53).

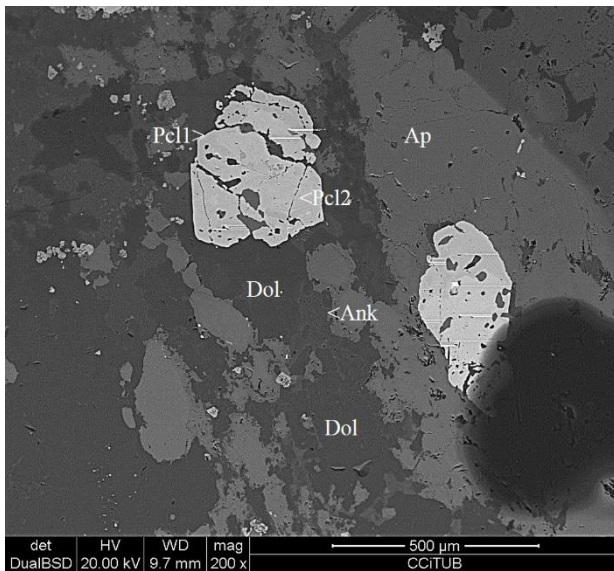


Figura 2.3.8.49. Muestra BG-4b. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario tipo 1 (Pcl1) reemplazado por pirocloro tipo 2 (Pcl2) y dolomita. El apatito (Ap) y la dolomita se ven reemplazado por ankerita (Ank).

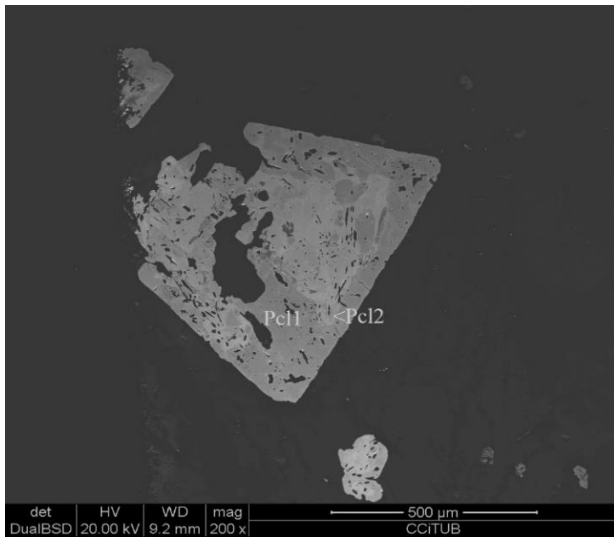


Figura 2.3.8.51. Muestra BG-13a. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario tipo 1 (Pcl1) reemplazado por pirocloro tipo 2 (Pcl2) entre la matriz de dolomita y ankerita.

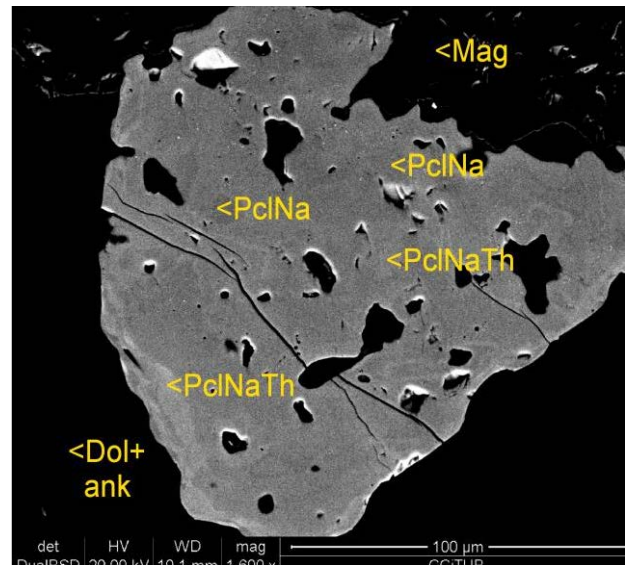


Figura 2.3.8.50. Muestra BG-6p. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario tipo 1 (PclNa) entre la matriz carbonatítica alterada a dolomita y ankerita (Ank+Dol) reemplazado de forma muy irregular por pirocloro de tipo 2 (PclNaTh).

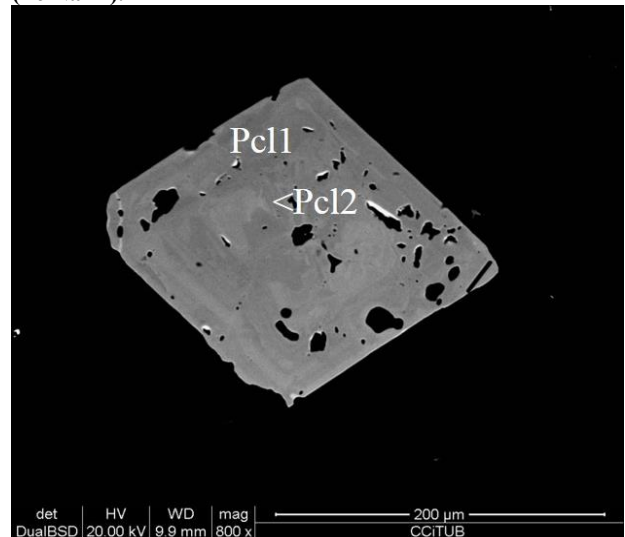


Figura 2.3.8.52. Muestra BG-4b. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario tipo 1 (Pcl1) reemplazado por pirocloro tipo 2 (Pcl2, enriquecido en Th) entre la matriz de dolomita y ankerita.

En algunos cristales de pirocloro de tipo 2, además de la tendencia de empobrecimiento en Na y enriquecimiento en Th respecto al tipo 1 que define a esta población, a veces se ha registrado también de manera simultánea un ligero enriquecimiento en Ce (aunque sin la presencia de otros elementos de REE, figura 2.3.8.54). En otros casos, se ha identificado pequeños enriquecimientos en Zr (figuras 2.3.8.55, 2.3.8.56). Estos enriquecimientos pueden producirse en la mayoría de los casos de manera muy irregular o, en algunos casos, reemplazando zonación primaria, a partir de bandas (figura 2.3.5.55, 2.3.8.56). En cualquier caso, como se verá, se trata de enriquecimientos ligeros, y que solamente pueden ser reconocidos con las imágenes de SEM y utilizando iluminación con contrastes muy fuertes

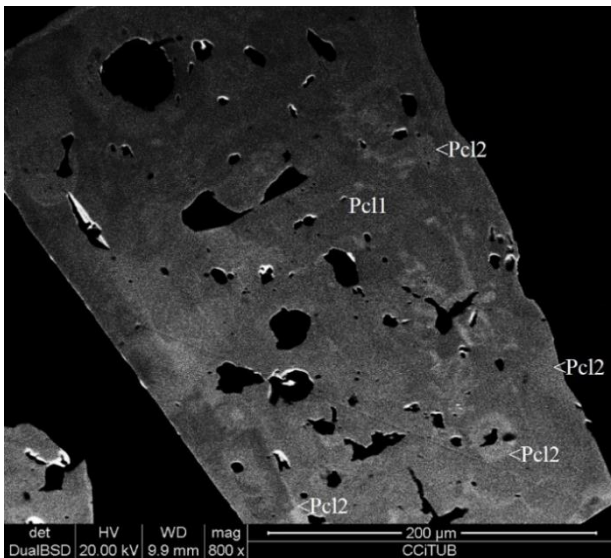


Figura 2.3.8.53. Muestra BG-13a. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario tipo 1 (PclNa) reemplazado por pirocloro tipo 2 (PclNaTh), entre una matriz de dolomita y ankerita (Ank+Dol).

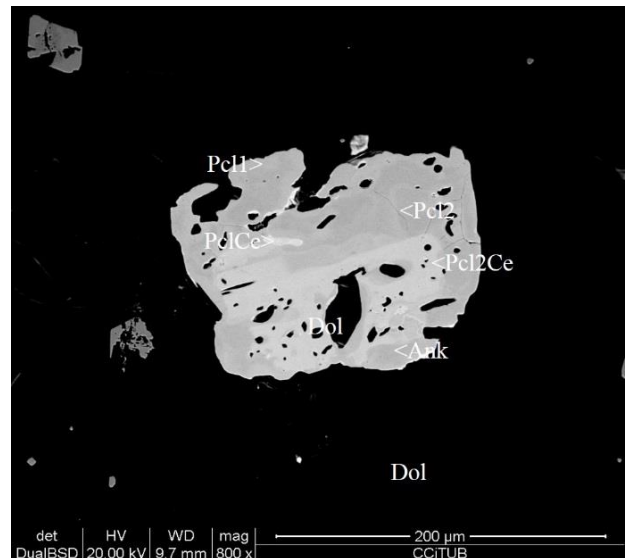


Figura 2.3.8.54. Muestra BG-4b. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario tipo 1 (Pcl1) ligeramente más oscuro, reemplazado por pirocloro tipo 2 (Pcl2) y éste por diversas generaciones de pirocloro de tipo 2 ligeramente más ricas en Ce (Pcl2Ce y PclCe), entre la matriz de dolomita (Dol).

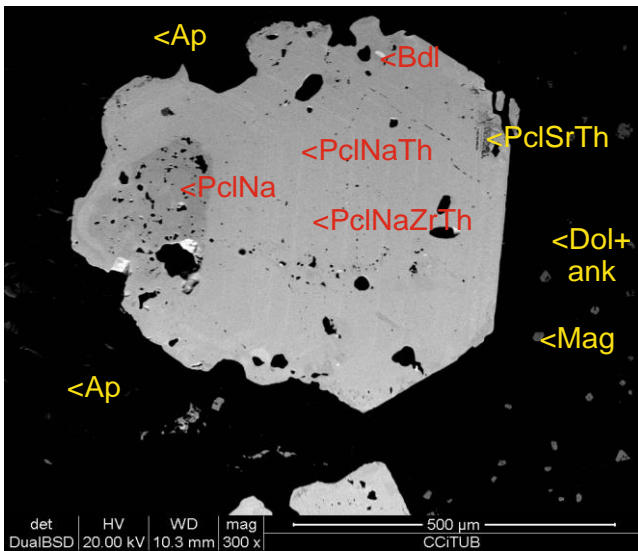


Figura 2.3.8.55. Muestra BG-6p. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario (PclNa) entre apatito (Ap), reemplazado por pirocloro secundario con zonación oscilación con bandas con contenidos de Th y Zr variables (PclNaTh, PclNaZrTh). Hay una generación más tardía de pirocloro rico en Sr (PclSrTh) en los bordes del cristal, asociado a una vetacon ankerita y dolomita (Dol+Ank).

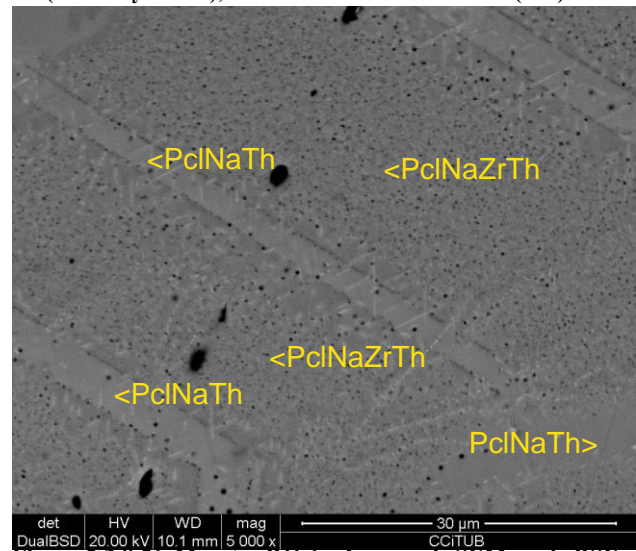


Figura 2.3.8.56. Muestra BG-6p. Imagen de SEM modo BSE. Detalle del cristal anterior. Se observan bandas más brillantes con contenidos de Th más altos (PclNaTh) entre zonas más anchas y oscuras que presentan una proporción de más baja de Th y más alta de Zr (PclNaZrTh). Nótese la abundancia de inclusiones fluidas (puntos pequeños negros, especialmente en la zona del pirocloro más rico en Zr).

Pirocloro de tipo 3

El pirocloro de tipo 3 se caracteriza por presentar mayor número de vacantes, hasta un 50%, en la posición A, donde el Ca es el elemento presente de forma casi exclusiva. Este tipo de pirocloro es relativamente común en Tchivira o en el plug de Bonga (Bambi, 2015), pero en la matriz de los cuerpos intrusivos de Bonga es muy raro.

Por lo general, el pirocloro de tipo 3 forma sobrecrecimientos de pocas micras de espesor (generalmente, menos de 10 micras, lo que dificulta su análisis con microsonda electrónica) en los cristales de pirocloro de las generaciones anteriores que se encuentran en zonas dolomitizadas. Estos sobrecrecimientos pueden ser discontinuos y limitarse a las aristas y a los vértices del cristal,

sugiriendo que podrían llegar a desarrollarse crecimientos en tolva (figuras 2.3.8.57), pero otras veces son continuos (figura 2.3.8.58).

No obstante, algunas pocas veces puede formar también reemplazamientos difusos de las bandas preexistentes en el borde de los cristales (figura 2.3.8.59) o bien en el interior de los mismos (figura 2.3.8.59 a 2.3.8.60), a menudo aprovechando los contactos con otros minerales.

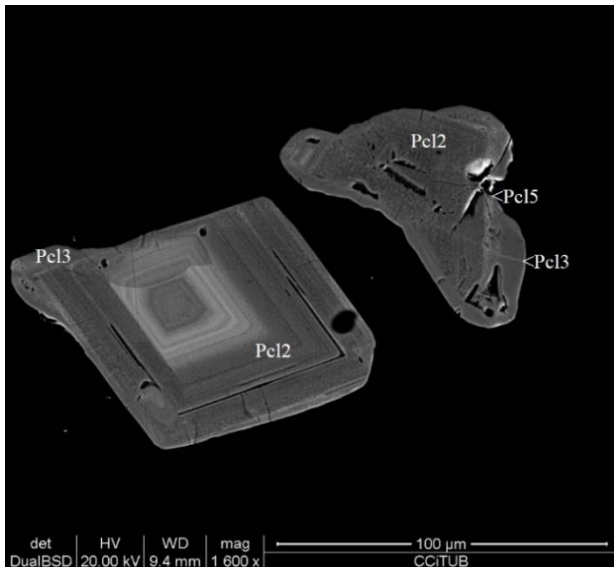


Figura 2.3.8.57. Muestra BG-7b. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro cálcico secundario de tipo 2, zonado (Pcl2) sobrecrecido discontinuamente por pirocloro 3 (Pcl3) y finalmente reemplazado por pirocloro estróncico de tipo 5 (Pcl5), en carbonatita reemplazada por dolomita.

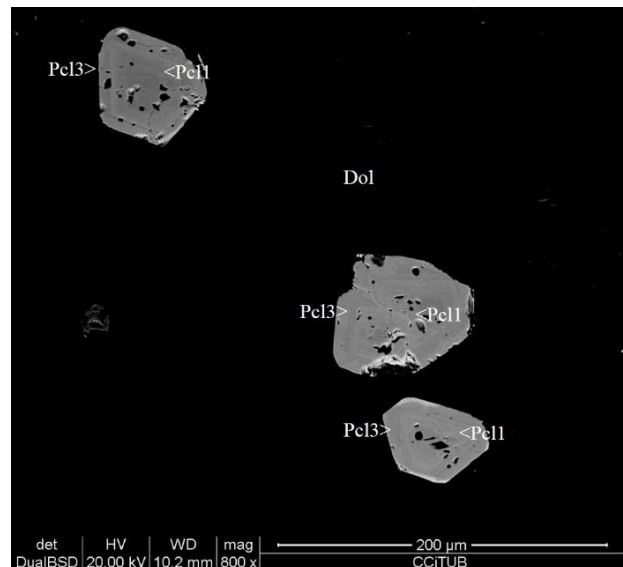


Figura 2.3.8.58. Muestra BG-7a. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de zona dolomitizada (dol) con pirocloro primario (Pcl1) sobrecrecido en los bordes por pirocloro cálcico secundario (Pcl3).

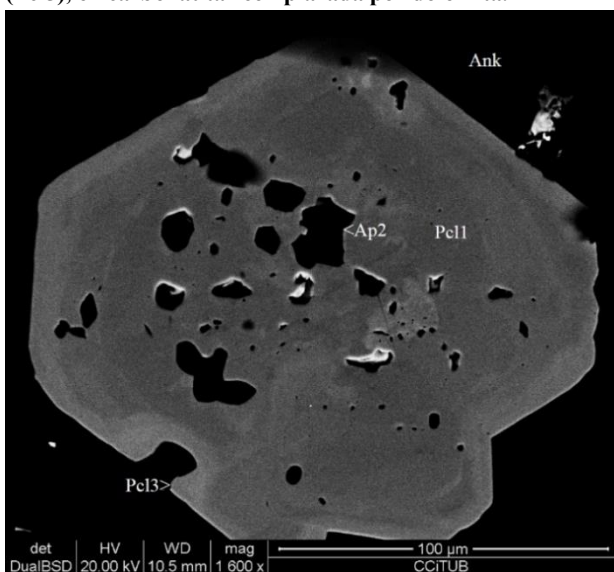


Figura 2.3.8.59. Muestra BG-6r. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario (Pcl1) reemplazado por apatito secundario (Ap2), ankerita (Ank) y pirocloro cálcico (Pcl3). Pirocloro cálcico reemplazando pirocloro primario incluso alrededor de las inclusiones de otros minerales.

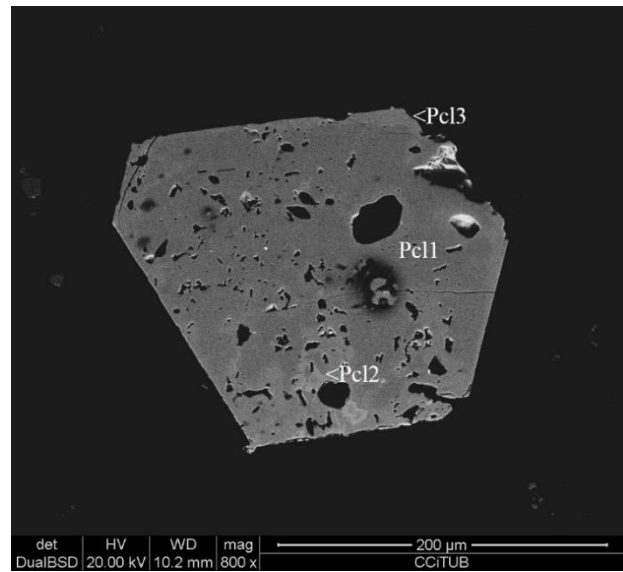


Figura 2.3.8.60. Muestra BG-8a. Imagen de SEM modo BSE. Matriz carbonatítica dolomitizada con pirocloro primario (Pcl1) reemplazado por pirocloro rico en Th (Pcl2) y éste por pirocloro rico en Ca (Pcl3).

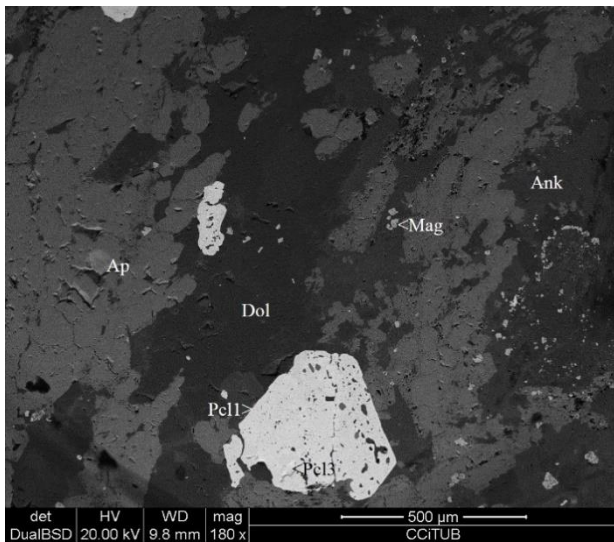


Figura 2.3.8.61. Muestra BG-6h. Imagen de SEM modo BSE. Paragénesis secundaria en la matriz carbonatítica: apatito (Ap) y pirocloro primario (Pcl1) reemplazados por dolomita (Dol), pirocloro tipo 3 (Pcl3) y magnetita secundaria (Mag) y finalmente por ankerita (Ank).

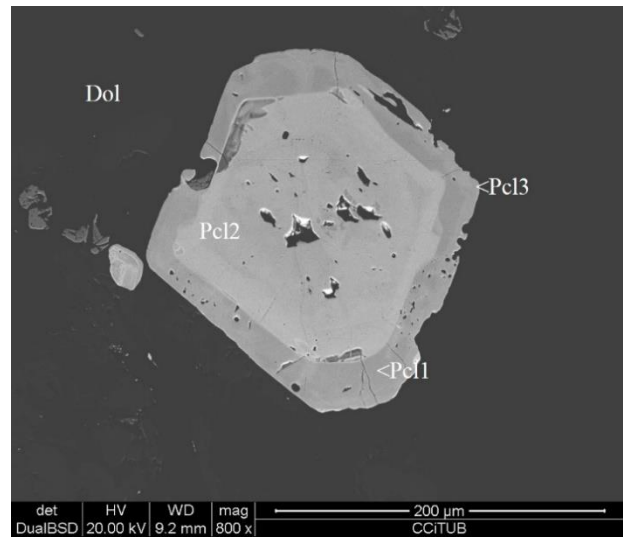


Figura 2.3.8.62. Muestra BG-6g. Imagen de SEM modo BSE. Secuencia de pirocloro primario (Pcl2) reemplazado por pirocloro cálcico (Pcl2) con el núcleo reemplazado por pirocloro rico en Th (Pcl3).

Pirocloro de tipo 4

El pirocloro de tipo 4 presenta también un número de vacantes muy alto en la posición A, pero puede presentar cantidades importantes de Th y U en esta posición en vez de Ca. Además, se caracteriza por contener proporciones muy elevadas de Ta, incluso en el límite del dominio composicional de la microlita, aunque el contenido en Si puede ser también muy alto, resultando composiciones del tipo $(\square, \text{U}, \text{Th}, \text{Ca})_2(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Ti}, \text{Si})_2(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_7$, similares a las composiciones de la uranomicroilita de Hogarth (1977). A veces, puede aparecer en forma de cristales independientes en zonas ankeritizadas (figuras 2.3.3.63 a 2.3.3.65), pero también es un pseudomorfo de las generaciones anteriores de pirocloro.

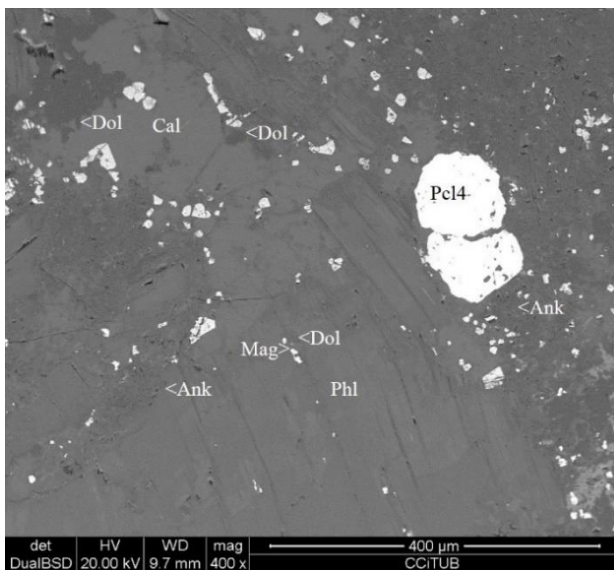


Figura 2.3.8.63: Muestra BG-6t. Imagen de SEM modo BSE. Carbonatita alterada con flogopita (Phl) y calcita (Cal) reemplazadas por dolomita (Dol) con magnetita (Mag) y finalmente por pirocloro rico en U y Ta (Pcl4) asociado a ankerita (Dol).

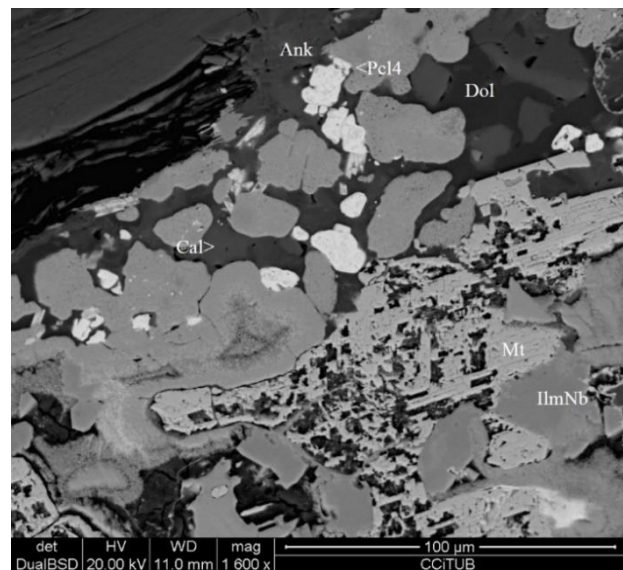


Figura 2.3.8.64 Muestra BG-6f. Imagen de SEM modo BSE. Borde de magnetita (Mag) martitizada con ilmenorutilo (RtNb) y calcita (Cal) reemplazados por dolomita (Dol), ankerita (Ank) y pirocloro rico en Ta (Pcl4).

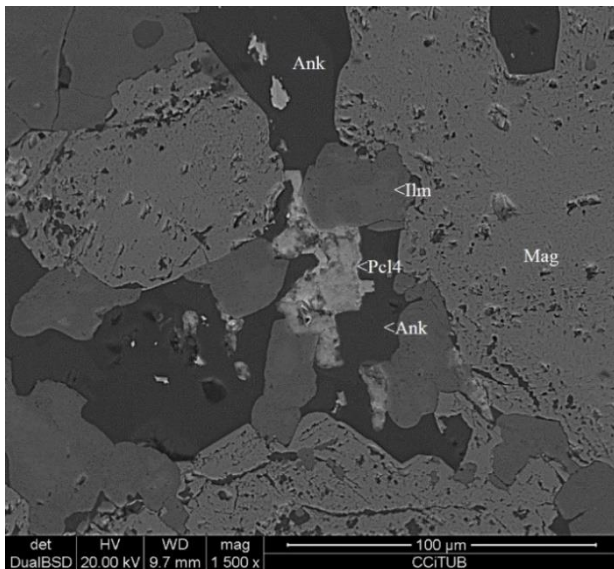


Figura 2.3.8.65. Muestra BG-6c. Imagen de SEM modo BSE. Veta con pirocloro rico en Ta (Pcl4) y ankerita cortando magnetita (Mag) e ilmenita rica en Mn (Ilm).

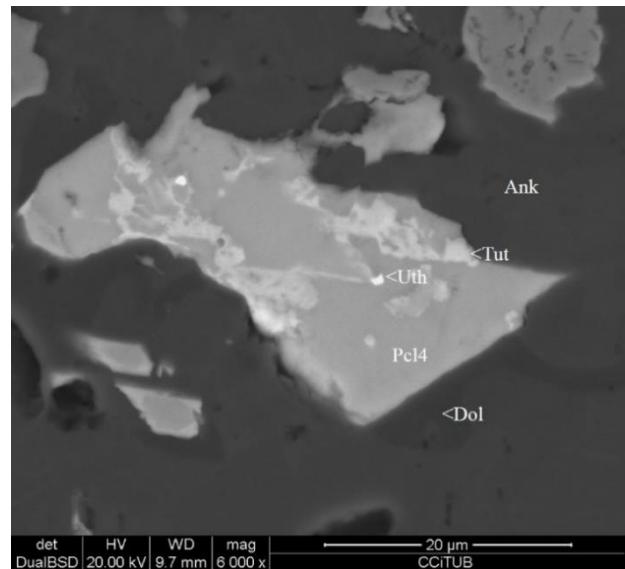


Figura 2.3.8.66. Muestra BG-6c. Imagen de SEM, modo BSE. Pirocloro de U Ta tipo 4 (Pcl4) reemplazado por uranotorianita (Uth) y torutita (Tut) que rellenan porosidad en una zona reemplazada por dolomita (Dol) y ankerita (Ank).

Por lo general, el pirocloro rico en Ta y U se asocia con zonas muy ankeritizadas, y puede ocupar posiciones intersticiales entre otros minerales hidrotermales, lo que refuerza la hipótesis de la formación hidrotermal de este mineral. Por otra parte, este mineral queda localmente cruzado por vetillas de grosor micrométrico, generalmente limitadas al mineral, con torutita $[(Th,U,Ca)(Ti_2)(O,OH)_6]$ y uranotorianita $[(Th,U)O_2]$, que deben tener asimismo un origen hidrotermal (figura 2.3.8.66).

Pirocloro de tipo 5

Es una generación común, que se presenta en numerosas zonas fuertemente reemplazadas, en asociación con ankerita y cuarzo. Se caracteriza por presentar una fuerte proporción de vacantes en la posición A a la vez que una alta proporción de Sr; el Nb domina en la posición B y no hay F.

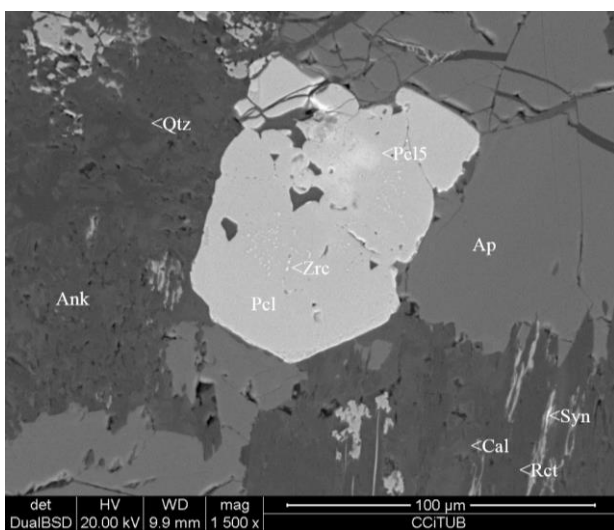


Figura 2.3.8.67. Muestra BG-6t. Imagen de SEM, modo BSE. Apatito (Ap), richterita (Rct) y calcita (Cal) con pirocloro primario (Pcl1) reemplazado por pirocloro de Sr (Pcl5) entre ankerita (Ank) con sinchisita-(Ce) (Syn).

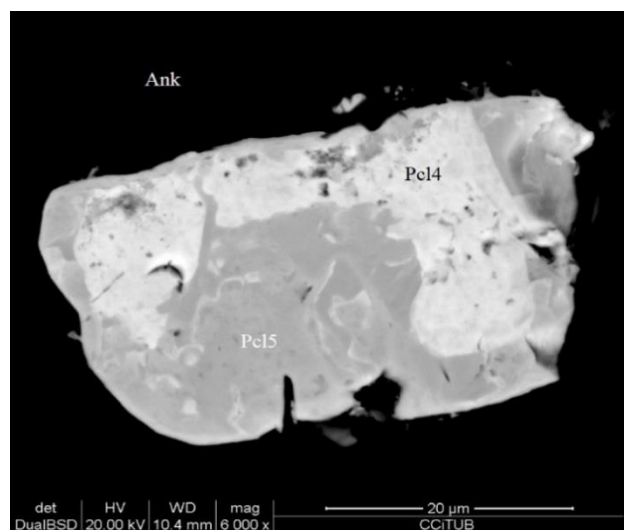


Figura 2.3.8.68. Muestra BG-7a. Imagen de SEM modo BSE. Zona ankeritizada (Ank), con pirocloro con U y Ta (Pcl4) reemplazado por pirocloro de Sr (Pcl5) más tardío.

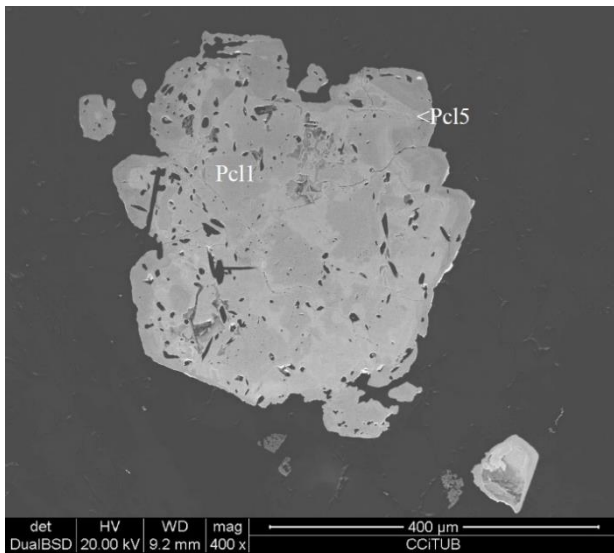


Figura 2.3.8.69. Muestra BG-6h. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario (Pcl1) reemplazado irregularmente por pirocloro rico en estroncio (Pcl5), quedando relictos del primero.

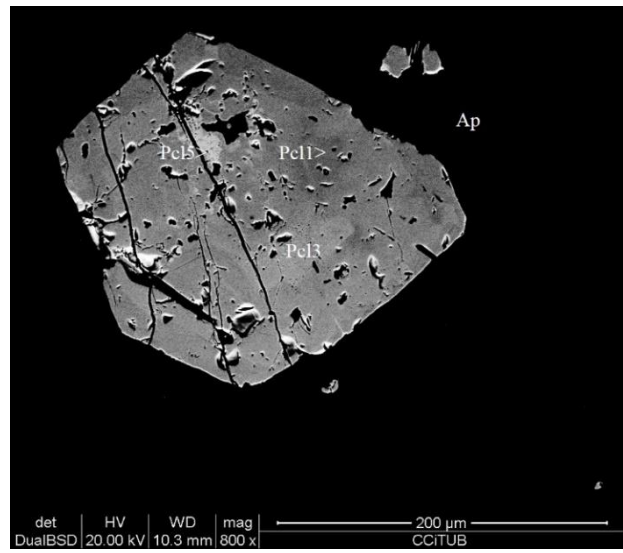


Figura 2.3.8.70. Muestra BG-7a. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario (Pcl1) incluido en apatito (Ap), parcialmente reemplazado por pirocloro rico en Ca (Pcl3) y éste por pirocloro rico en Sr (Pcl5).

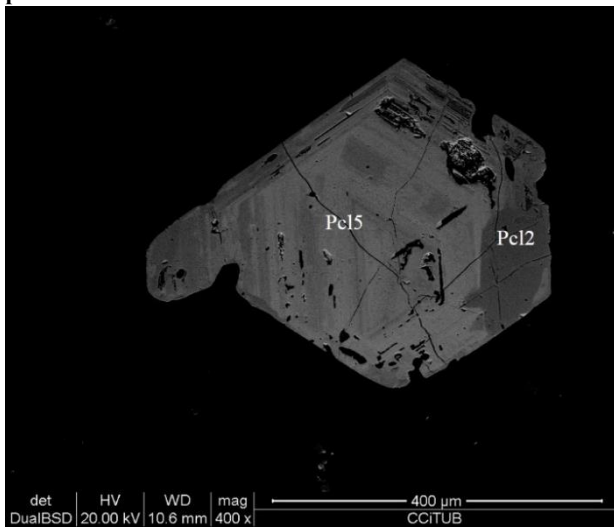


Figura 2.3.8.71. Muestra BG-7a. Imagen de SEM modo BSE. Matriz carbonatítica dolomitizada, con pirocloro reemplazado por pirocloro cálcico tipo 2 (Pcl2) y éste por pirocloro estróncico (Pcl5).

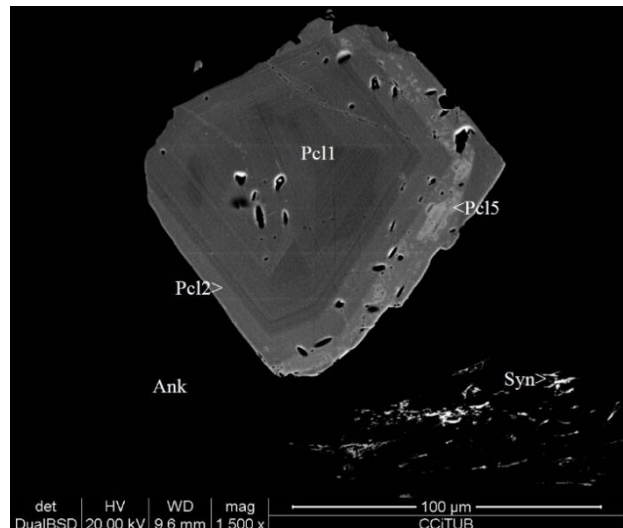


Figura 2.3.8.72. Muestra BG-7b. Imagen de SEM modo BSE. Zonación concéntrica de pirocloro primario (Pcl1), reemplazado por pirocloro de Ca (Pcl2) y bandas de pirocloro Sr (Pcl5) en el borde del cristal, entre ankerita (Ank) con sinchisita-(Ce) (Syn).

Por el momento no se han encontrado cristales primarios independientes de esta generación de pirocloro, de manera que el pirocloro de tipo 5 siempre se ha encontrado como un producto de reemplazamiento irregular de las generaciones de pirocloro anteriormente descritas; en realidad, se produce por reemplazamiento de todas ellas (figuras 2.3.8.67 a 2.3.8.72). El reemplazamiento se puede producir en cualquier dominio de los cristales precursores, tanto en los bordes de los cristales como en sus núcleos o bien siguiendo fisurillas, las discontinuidades de la zonación primaria o los límites definidos por las inclusiones de otros minerales. El grado de reemplazamiento es muy variable, aunque generalmente es bajo y por lo general no se han formado pseudomorfos completos del pirocloro anterior, lo que podría reflejar que los fluidos responsables de este proceso no interaccionaron a gran escala con el pirocloro primario, o bien que estos fluidos tenían poca cantidad de Sr.

Este tipo de pirocloro puede presentar variaciones composicionales internas, con una distribución muy irregular de los componentes, posiblemente debido a que se forma por reemplazamiento de cristales que anteriormente ya tenían un cierto grado de inhomogeneidad (por

ejemplo, figura 2.3.8.68). Se han encontrado cristales de pirocloro estróncico de tipo 5 como componente del relleno de cavidades geódicas, implantados sobre cristales idiomórficos romboédricos de ankerita zonada y con textura *saddle*.

Por otra parte, los cristales de pirocloro 5 están recubiertos por cristales de rutilo nióbico; a su vez, estos cristales de rutilo, que tienen un prominente zonado, son recubiertos por cuarzo que cierra la porosidad (figura 2.3.8.76). Por consiguiente, estas texturas ayudan a establecer el orden de cristalización de los minerales de Nb en estos estadios tardíos.

En cuanto a los otros minerales de Nb, cabe recordar que la ilmenita que reemplaza magnetita localmente puede estar enriquecida en Nb, y que el rutilo niobífero aparece como un producto tardío, asociado con cuarzo y carbonatos del grupo de la dolomita (fig. 2.3.8.76, 2.3.8.77).

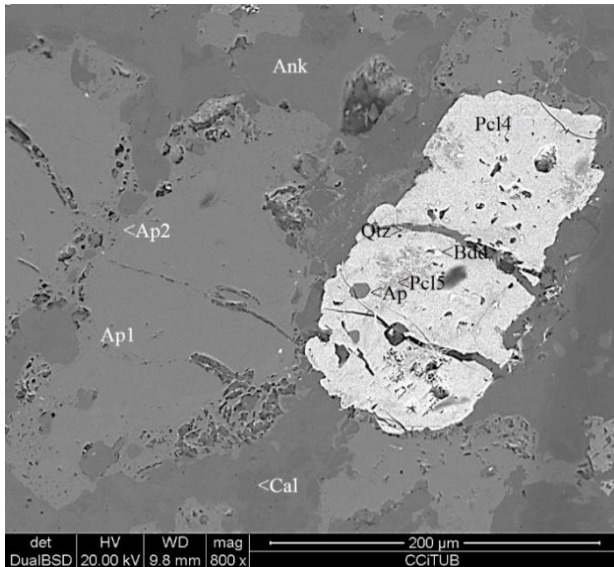


Figura 2.3.8.73. Muestra BG-6c. Imagen de SEM modo BSE. Apatito primario (Ap1) y calcita (Cal) reemplazados por apatito secundario (Ap2), ankerita (Ank) con pirocloro rico en Ta (Pcl4); el conjunto es cortado por cuarzo (Qtz) con pirocloro rico en Sr (Pcl5).

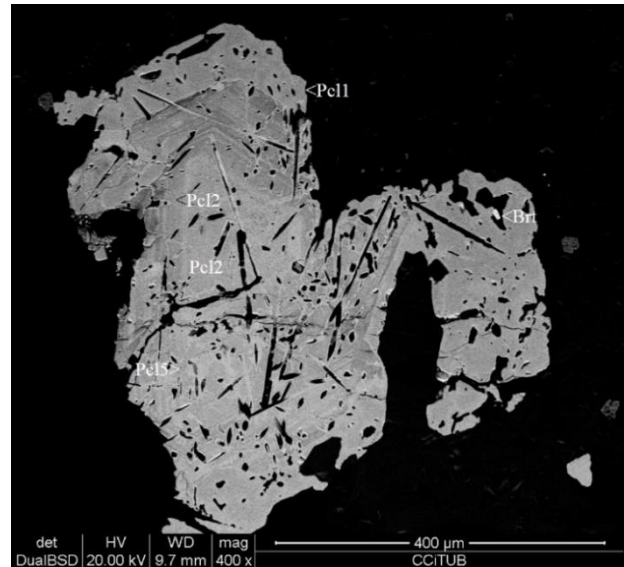


Figura 2.3.8.74. Muestra BG-6h. Imagen de SEM modo BSE. Mineralización tardía en zona muy alterada, con pirocloro primario (Pcl1) con inclusiones de apatito reemplazado por pirocloro secundario rico en Th (Pcl2) y finalmente por pirocloro tardío rico en Sr (Pcl5).

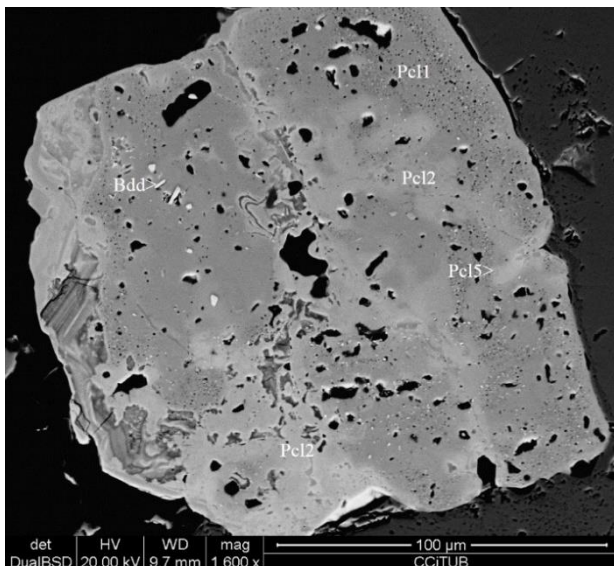


Figura 2.3.8.75. Muestra BG-6e. Imagen de SEM, modo BSE. Pirocloro primario (Pcl1) con inclusiones de baddeleyita (Bdd) reemplazado por vetillas de pirocloro tipo 2 (Pcl2) y finalmente por pirocloro rico en Sr (Pcl5).

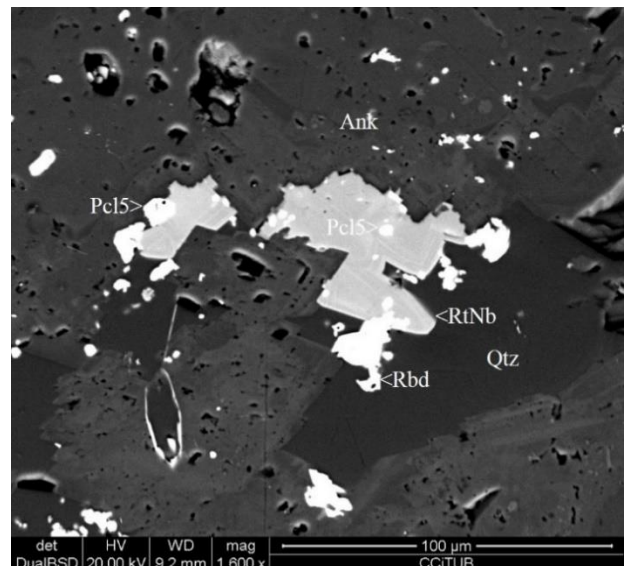


Figura 2.3.8.76. Muestra BG-9c. Imagen de SEM, modo BSE. Secuencia de relleno en geoda: primero ankerita zonada (ank) sobre la que crece pirocloro rico en Sr (Pcl5), seguido de rutilo nióbico (RtNb) zonado, asociado a rhabdofana (Rbd) y finalmente cuarzo (Qtz)

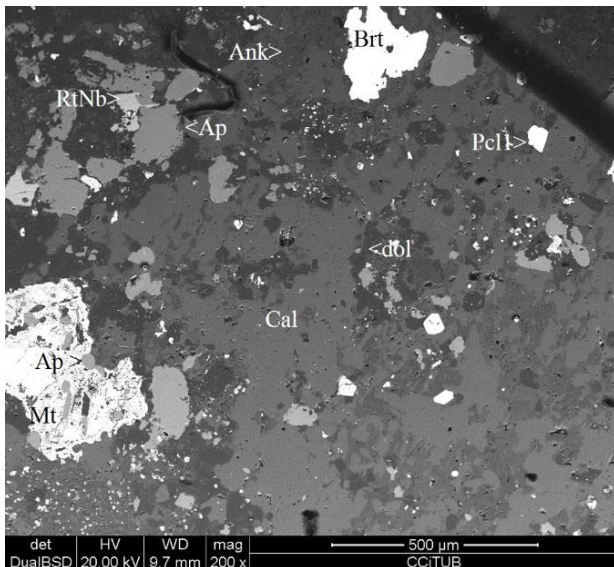


Figura 2.3.8.77. Muestra BG-6i. Imagen de SEM modo BSE. Paragénesis original de la matriz carbonatítica con calcita (Cal), magnetita (Mag), pirocloro primario (Pcll) y apatito (Ap) reemplazada por dolomita (dol), rutilo niobífero (RtNb) y ankerita (Ank) con barita (Brt).

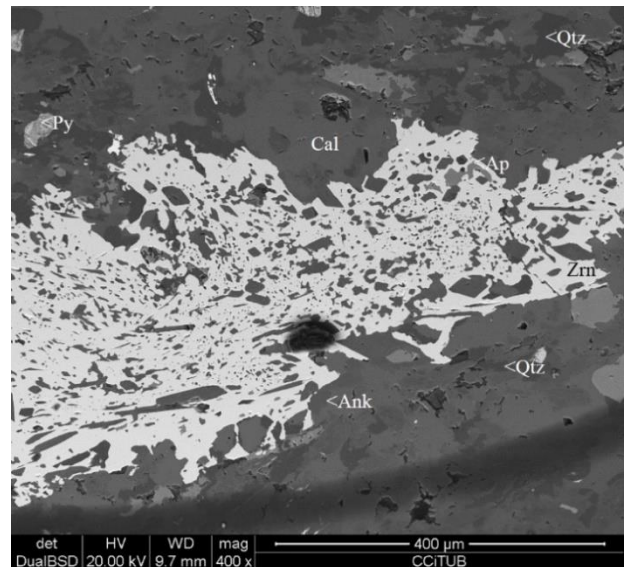


Figura 2.3.8.78. Muestra BG-6e. Imagen de SEM modo BSE. Carbonatita cálcica con calcita (cal) cortada por vetas con relleno drúsico de una secuencia de ankerita (Ank), cuarzo (Qtz) y zircón tardío (Zrn).

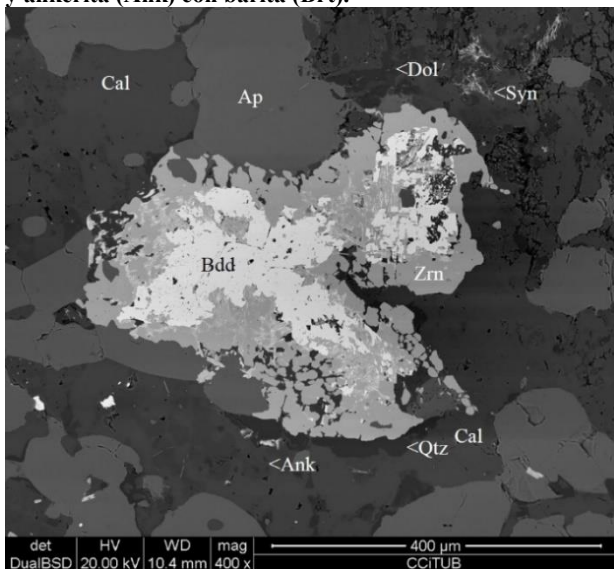


Figura 2.3.8.79. Muestra BG-6o. Imagen de SEM modo BSE. Matriz carbonatítica con calcita (cal) y apatito (Ap) reemplazados por dolomita (Dol), ankerita (Ank), cuarzo (Qtz) con sinchisita-(Ce) (Syn) y zircón (Zrn), éste reemplazando baddeleyita (Bdd).

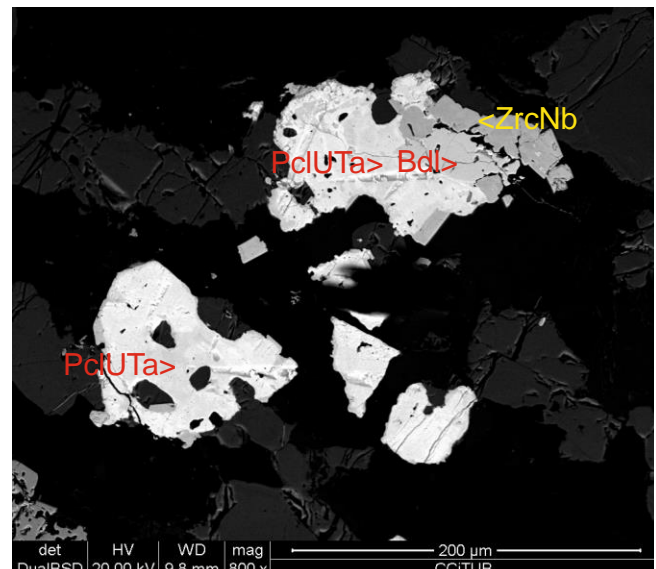


Figura 2.3.8.80. Muestra BG-6t. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de niobo-zirconolita (ZrcNb) reemplazada por baddeleyita (Bdl) y pirocloro de U y Ta (Pcl U Ta).

Minerales de Zr

Estos minerales se forman en diversas generaciones. Algunos cristales de zircón pueden ser heredados, por desagregación de xenolitos de otras rocas donde este mineral es un accesorio, como rocas de apatito-magnetita. En las carbonatitas parece que el zircón es un mineral raro, y parece formarse especialmente como resultado de procesos hidrotermales. De este modo, se ha encontrado rellenando porosidad drúsica entre ankerita (fig. 2.3.8.78) o reemplazando baddeleyita (fig. 2.3.8.79).

Por otra parte, los minerales de zirconio son más comunes en las rocas de apatito-magnetita, de modo que estos minerales también son más comunes en las carbonatitas que han asimilado parte de estas rocas, o sea, en las proximidades de estas rocas. Por ello, la niobozirconolita aparece como cristales de hábito alistonado reemplazados o como diminutas inclusiones dentro de cristales de pirocloro o magnetita primarios, siendo aparentemente precursora de estos minerales (figura 2.3.8.67,

2.3.8.81, 2.3.8.82), y es también reemplazada por pirocloro secundario (figuras 2.3.8.80, 2.3.8.83). No obstante, la niobozirconolita parece estar presente en los bordes de los cristales esqueléticos de pirocloro primario, y podría por tanto cristalizar en esta etapa, posiblemente en las zonas en que la carbonatita haya asimilado zirconio de las rocas de magnetita-apatito o de baddeleyita incluida en pirocloro (figuras 2.3.8.19, 2.3.8.20, 2.3.8.21, 2.3.8.22, 2.3.8.84).

En la misma línea, es posible que se forme zirconolita a partir de la baddeleyita que puede estar originalmente dispersa en la carbonatita o en las inclusiones de la magnetita, de modo que cuando se reemplazan los minerales primarios, durante los procesos secundarios de carbonatación y silicificación, la zirconolita reemplazante y los restos de baddeleyita pueden quedar dispersos entre los minerales secundarios, sean carbonatos del grupo de la dolomita o cuarzo (figura 2.3.8.85, 2.3.8.86).

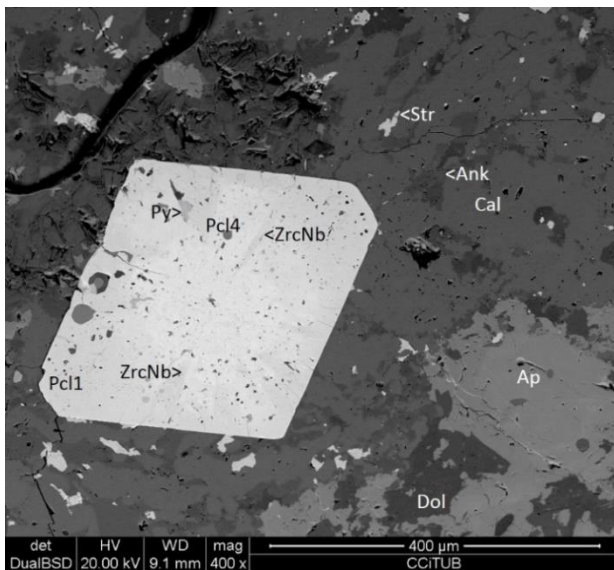


Figura 2.3.8.81. Muestra BG-6k. Imagen de SEM modo BSE. Pirocloro primario (Pcl1) englobando niobozirconolita (ZrcNb) y pirita (Py) reemplazado por pirocloro con Ta (Pcl4). El cristal está envuelto por una matriz de calcita (Cal) y apatito (Ap) alterada a dolomita (Dol), ankerita (Ank) y estroncianita (Str) secundarias

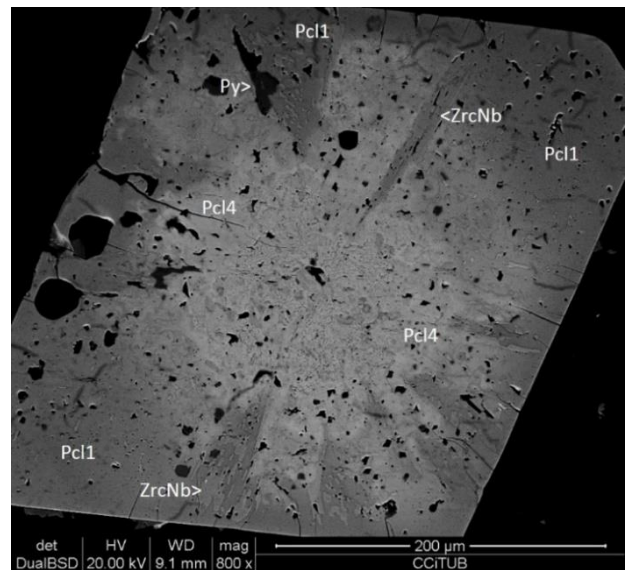


Figura 2.3.8.82. Muestra BG-6k. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de la imagen interior. Calcita (cal) y pirocloro primario (PclNa) con inclusiones de apatito (Ap), pirita (Py) y niobozirconolita (ZrcNb) reemplazados por pirocloro 4 (Pcl4).

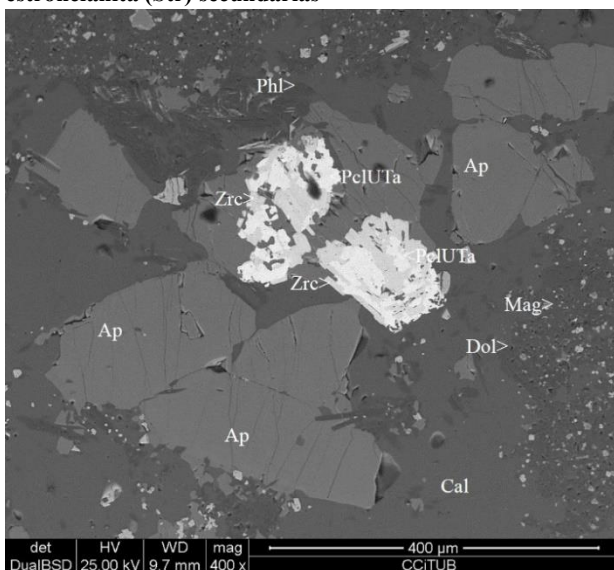


Figura 2.3.8.83. Muestra BG-6L. Imagen de SEM modo BSE. Calcita (Cal), flogopita (Phl) y apatito (Ap) con inclusiones de niobozirconolita (Zrc), ésta reemplazada por pirocloro rico en Ta y U tipo 4 (PclUTa) asociada con dolomita (Dol) y magnetita secundaria (Mag).

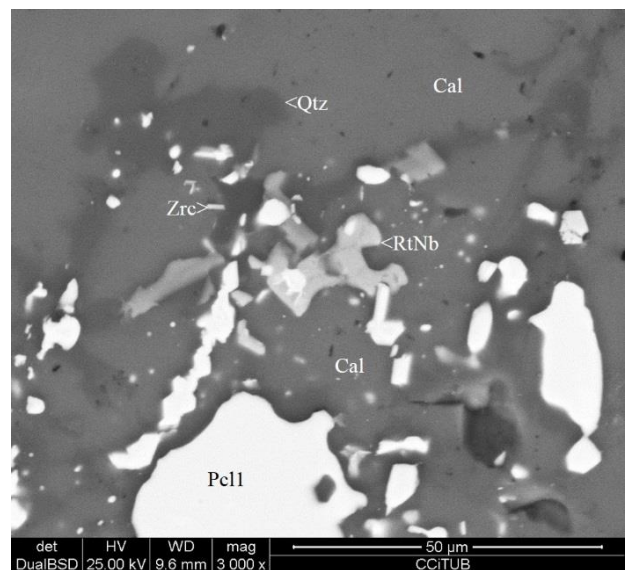


Figura 2.3.8.84. Muestra BG-6L. Imagen de SEM modo BSE. Crecimiento esquelético de pirocloro primario (Pcl1) entre calcita (cal); el conjunto es cortado por cuarzo (Qtz) con pirocloro estróncico (PclSr) reemplazado por ilmenorutita (RtNb) y zirconolita (Zrc).

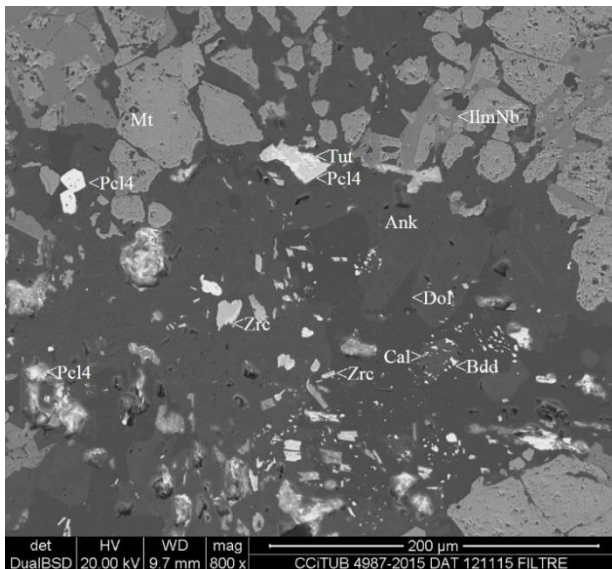


Figura 2.3.8.85. Muestra BG-6c. Imagen de SEM modo BSE. Magnetita (Mag) con ilmenita manganesífera y nióbica (IlmNb) reemplazadas por ankerita (Ank), dolomita (Dol), con zirconolita (Zrc) y pirocloro de tipo 4 (Pcl4) y baddeleyita (Bdd).

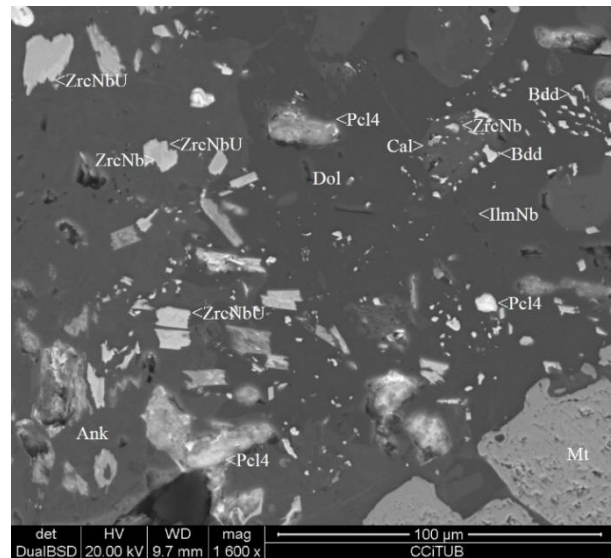


Figura 2.3.8.86. Muestra BG-6c. Imagen de SEM modo BSE. Detalle con más aumento de la imagen anterior. Se distingue una zonación en los cristales de zirconolita nióbica (ZrcNb), con un reborde más rico en U y Th (ZrcNbU). Dol, dolomita, Ank, ankerita, Cal, calcita, Bdd, baddeleyita, Mt, magnetita, Pcl4, pirocloro rico en Ta de tipo 4, IlmNb, ilmenita manganesífera y niobífera.

Sulfuros

Bambi (2015) encontró en la mina de Bonga una amplia diversidad de sulfuros, sulfosales y telururos, además de oro nativo. Aunque en otras carbonatitas de la zona no se han encontrado esta misma diversidad de sulfuros, ello se debe a que sólo en las partes más profundas de la mina de Bonga se ha podido estudiar por el momento paragénesis carbonatíticas no intemperizadas, en las que los sulfuros están bien preservados. No obstante, los relictos de cristales de sulfuros son comunes en muchos de los afloramientos de carbonatitas de Angola.

De este modo, se ha podido comprobar que en la matriz carbonatítica en estos cuerpos existen diseminaciones de cristales hipidiomórficos de pirrotina primaria, con hábito vagamente tabular; en otros casos, estos cristales son alotriomórficos. Se encuentran en proporciones muy bajas en estas rocas, siempre inferiores al 1% modal, pero deben ser tenidos en cuenta por su posible papel metalogénico. Se trata de cristales de tamaño de grano fino, de menos de 1 mm de diámetro, y no parecen estar dispuestos o acumulados en bandas o bolsadas. En ellos no se distinguen nunca exsoluciones en flamas de pentlandita. Por otra parte, esta pirrotina se ve reemplazada durante los procesos hidrotermales por magnetita secundaria (véase figura 2.3.8.44) o por los sulfuros ricos en azufre que se producen durante el pseudomorfismo de la pirrotina por pirita, marcasita y, a veces, hematites, con texturas del tipo *bird eyes* (figura 2.3.8.88); finalmente, se producen pseudomorfos por parte de agregados botroidales de goethita (figura 2.3.8.87, 2.3.8.89).

Es posible que la alteración supergénica de los sulfuros, o en todo caso el aporte de fluidos oxidados, proporcione el azufre necesario en forma de sulfatos para la precipitación de la abundante barita como un mineral muy tardío que se produce en los estadios hidrotermales de estas rocas (figura 2.3.8.90).

En cuanto a los otros sulfuros, aunque no era el objetivo de este trabajo el estudio detallado de los mismos, en los cuerpos estudiados se han localizado partículas de esfalerita pobre en Fe (figura 2.3.8.89) y galena en muy pequeña cantidad, a nivel de trazas, siempre de tamaño de grano muy fino y asociados con los sulfuros dominantes, por tanto, están aparentemente asociados con cuarzo y, en menor medida, con ankerita y dolomita.

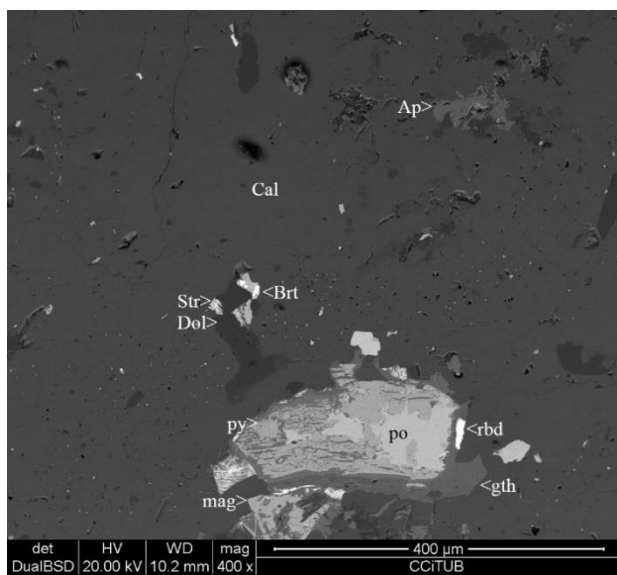


Figura 2.3.8.87. Muestra BG-6i. Imagen de SEM modo BSE. Paragénesis original de la matriz carbonatítica con calcita (Cal), magnetita (Mag), pirrotina (Po) y apatito (Ap) reemplazada por dolomita (dol) con estroncianita (Str) y barita (Brt) y pirita (Py) reemplazando pirrotina. La alteración supergénica de la pirita produce goethita (Gth) acompañada de rabdofana (Rbd).

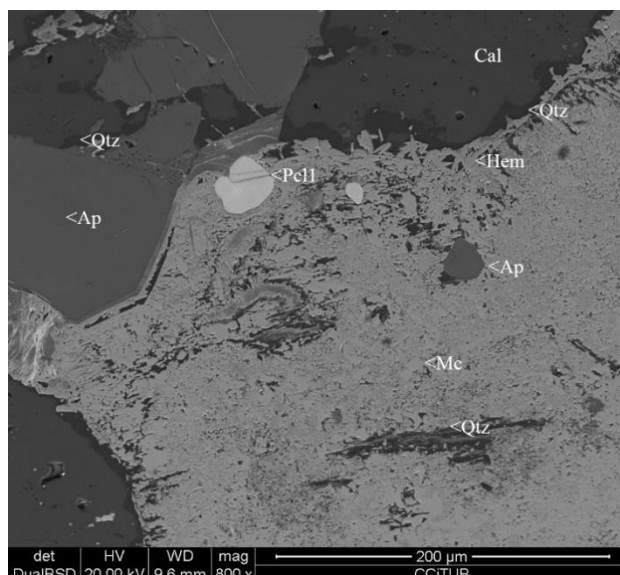


Figura 2.3.8.88: Muestra BG-6e. Imagen de SEM modo BSE. Matriz carbonatítica con calcita (Cal) y apatito (Ap) y pirrotina, reemplazados por marcasita (Mc), cuarzo (Qtz) y hematites (Hem).

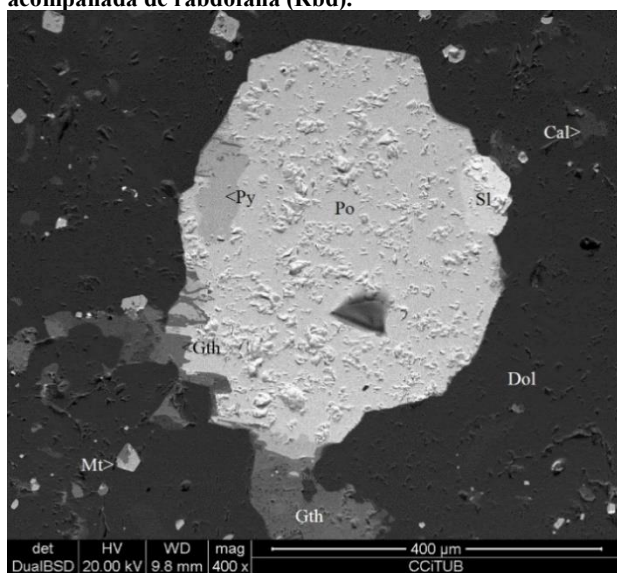


Figura 2.3.8.89. Muestra BG-6h. Imagen de SEM modo BSE. Matriz carbonatítica con esfalerita (Sl), calcita (Cal) y pirrotina (Po). La calcita es reemplazada por dolomita (Dol) con magnetita secundaria (Mag), y la pirrotina por pirita (Py); finalmente, la pirita y la pirrotina comienzan a ser reemplazadas por goethita (Gth).

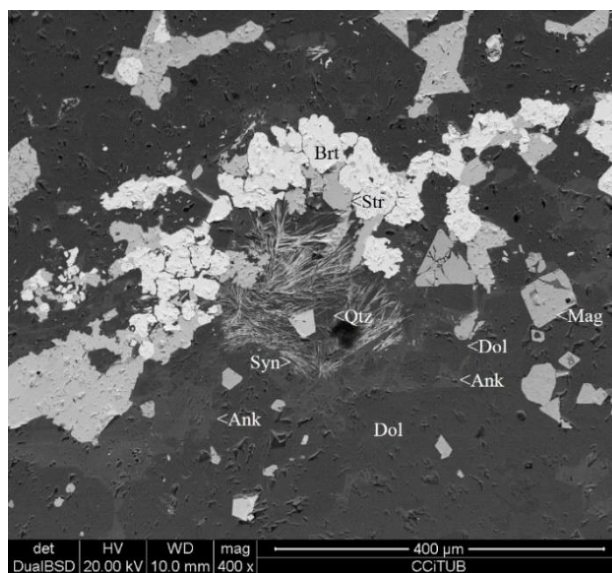


Figura 2.3.8.90. Muestra BG-6h. Imagen de SEM modo BSE. Matriz carbonatítica con dolomita (Dol) y magnetita secundaria (Mag) sobrecrecidas por ankerita (Ank) con estroncianita (Str), barita (Ba) y finalmente por cuarzo (Qtz) con sinchisita (Syn).

Carbonatos de REE

En la matriz carbonatítica de los cuerpos intrusivos se han identificado carbonatos de tierras raras, cuya formación parece estar exclusivamente relacionada con los estadios hidrotermales finales, pues están siempre asociados a cuarzo (figura 2.3.8.91), siendo posteriores a la precipitación de dolomita y ankerita. Se encuentran, por tanto, en proporciones muy bajas, muy por debajo del 1% modal. El primer mineral en cristalizar de este grupo parece ser la parisita-(Ce) $[\text{CaCe}_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2]$ en forma de cristales mal definidos, redondeados, de tamaño de grano muy fino, inferior a 10 micras, que pueden estar también asociado a rutilo nióbico y sinchisita-(Ce) $[\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}]$ (figura 2.3.8.92).

Por otra parte, son mucho más frecuentes los minerales ricos en Ce del grupo de la sinchisita, como sinchisita-(Ce) $[\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}]$ o hidroxilsinchisita-(Ce) $[\text{Ca}(\text{Ce},\text{La})(\text{CO}_3)_2(\text{OH})]$. En todos los casos, estos minerales se encuentran como agregados radiales de cristales tabulares muy característicos, que no obstante son de tamaño cercano a las 50 micras o inferior, dispuestos casi siempre implantados sobre ankerita secundaria y asociados casi siempre con cuarzo (figura 2.3.8.92, 2.3.8.93, 2.3.8.94).

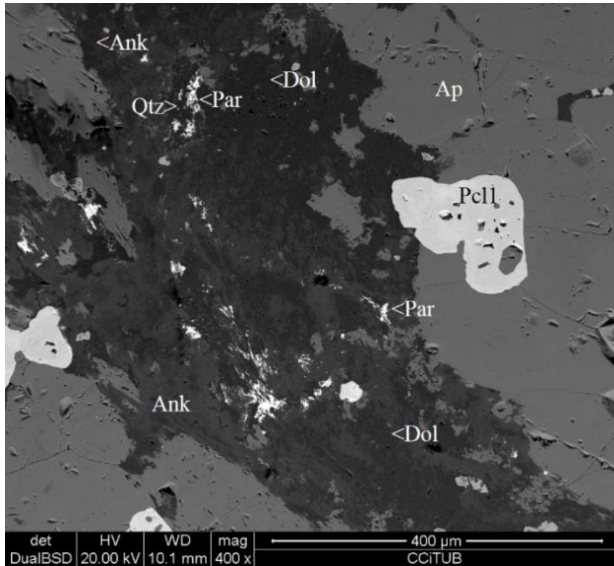


Figura 2.3.8.91. Muestra BG-6p. Imagen de SEM, en modo BSE. Veta de dolomita (Dol) y ankerita (Ank) cortando apatito primario (Ap) y pirocloro primario tipo 1 (PclNa), con cuarzo (Qtz) y parisita (Par) desarrollados tardíamente.

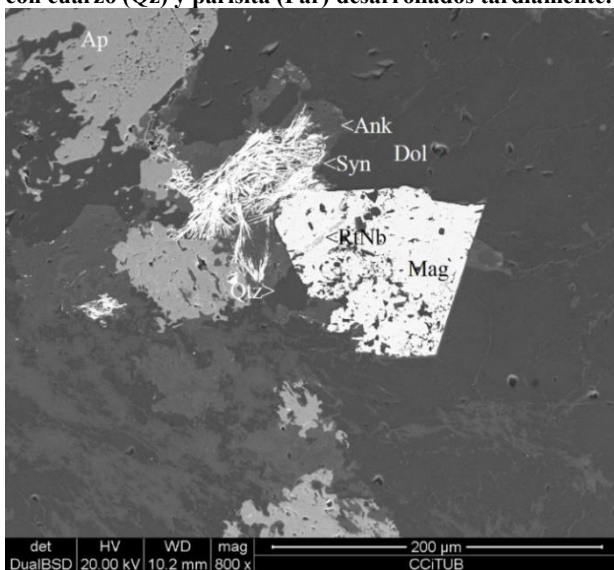


Figura 2.3.8.93. Muestra BG-6c. Imagen de SEM, en modo BSE. Apatito primario (Ap) y magnetita (Mag) reemplazados por dolomita (Dol) y ankerita (Ank) y éstas, a su vez, por cuarzo (Qtz), rutilo níobico (RtNb) y sinchisita-(Ce) (Syn).

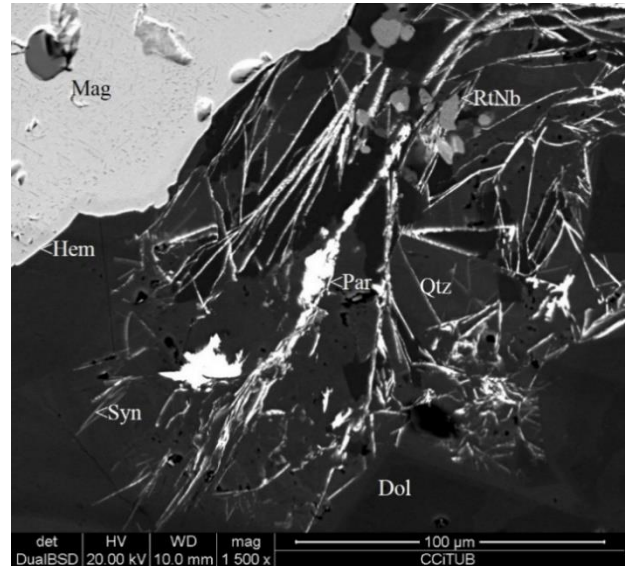


Figura 2.3.8.92. Muestra BG-13a. Imagen de SEM modo BSE. Veta de dolomita corta magnetita. Entre el carbonato se observa cuarzo (Qtz), parisita (Par) y rutilo (Rt) tardíos; los cristales alargados son de sinchisita-(Ce).

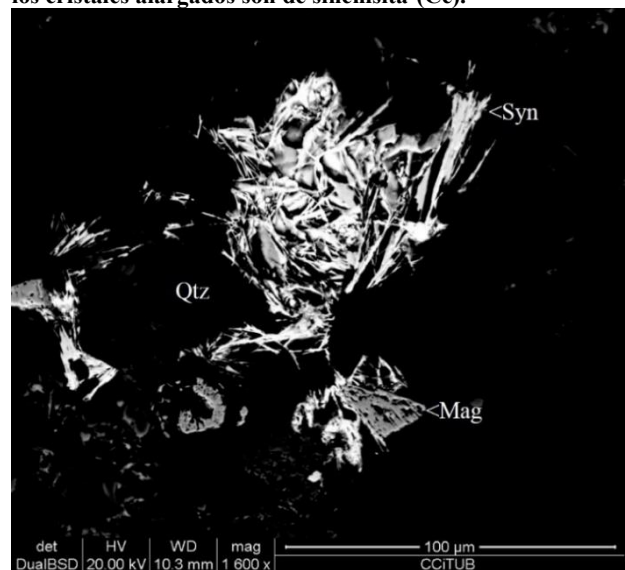


Figura 2.3.8.94. Muestra BG-7a. Imagen de SEM modo BSE. Agregado de cristales aciculares de sinchisita (Syn) entre ankerita y cuarzo (Qtz) secundarios. Mag, magnetita secundaria.

Fosfatos de REE

Finalmente, se han identificado fosfatos secundarios de tierras raras del grupo de la rabdofana-(Ce) $[\text{CePO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}]$. Forma agregados botroidales compuestos de fibras dispuestas de forma radial, con tamaño de grano inferior a 10 micras. Estos minerales van siempre asociados con cuarzo, y reemplazan apatito, calcita, dolomita y ankerita (figura 2.3.8.95, 2.3.8.96). No son tan frecuentes

como los carbonatos, pero no pueden ser olvidados a la hora de valorar los recursos de elementos raros de estas carbonatitas.

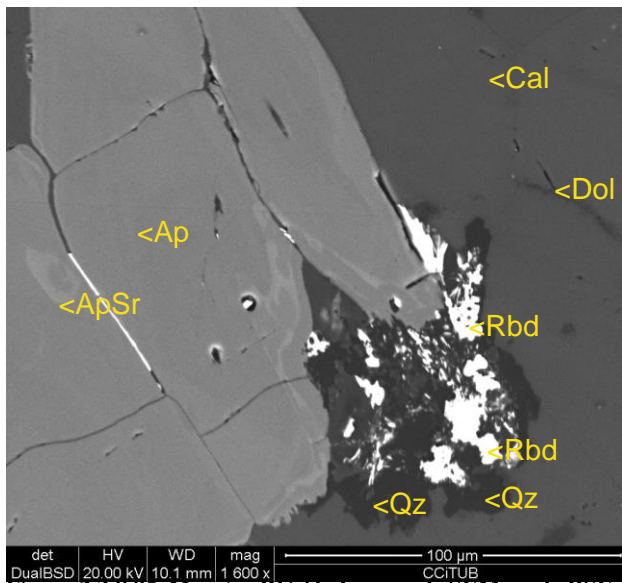


Figura 2.3.8.95. Muestra BG-6k. Imagen de SEM modo BSE. Rabdofana (Rbd) entre cuarzo (Qz) reemplazando calcita (Cal) y apatito (Ap), éste con vetas de apatito de Sr (ApSr).

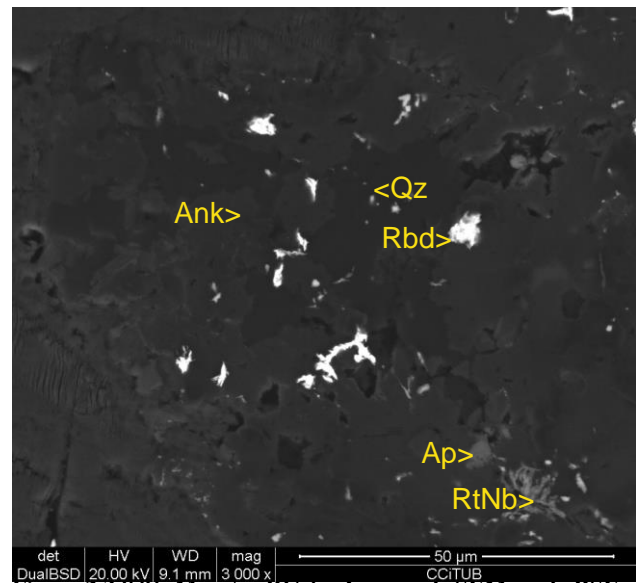


Figura 2.3.8.96. Muestra BG-6p. Imagen de SEM modo BSE. Rabdofana (Rbd) entre cuarzo (Qz) reemplazando ankerita (Ank) con apatito (Ap) y ilmenorutilo (RtNb).

Figura 2.4.1.1. Esquema idealizado de la repartición de las diferentes litofacies en la brecha magmática de matriz aillikítica de Bonga.

2.4.2. FRAGMENTOS DE TURJAÍTA

En los cuerpos de matriz aillikítica se ha identificado un fragmento de roca hipabisal de tipo turjaíta, con aspecto muy alterado, morfología subangulosa, tonalidad en lámina delgada verde parduzco muy oscuro y tamaño milimétrico. Se encuentra envuelto por la matriz aillikítica, parcialmente asimilado, y destaca entre otros cuerpos de alnöíta (figura 2.4.2.1, 2.4.2.2).

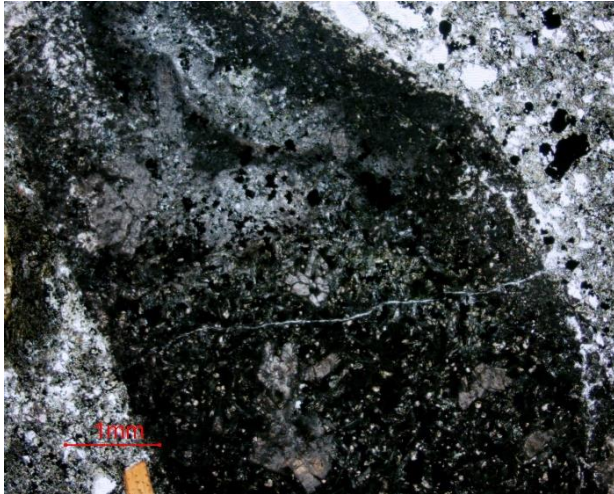


Figura 2.4.2.1. Muestra BG-3a. Luz transmitida, PPL. Aspecto del fragmento de melilitolita parcialmente asimilado por la matriz de aillikita.

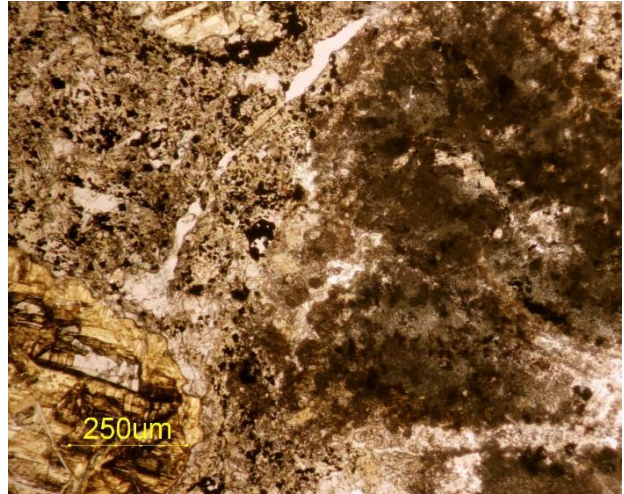


Figura 2.4.2.2. Muestra BG-3a. Luz transmitida, PPL. Detalle del contacto de la melilitolita (derecha de la imagen) con la matriz aillikítica. A la izquierda, olivino serpentinizado asimilado por la matriz.

El fragmento tiene textura porfídica y está compuesto por melilita (alrededor del 65% modal), nefelina (hacia el 15% modal), clinopiroxeno (algo más del 10% modal), magnetita y perovskita (figura 2.4.2.3, 2.4.2.4, 2.4.2.5). Muy localmente y mediante imágenes de SEM modo BSE, se ve granate de la serie andradita-schorlomita (figura 2.4.2.6). En base a su composición, estos fragmentos se pueden clasificar como una melilitolita nefelinítica, de tipo turjaíta.

Los fenocristales son esencialmente de nefelina-kalsilita, hipidiomórficos de hábito prismático y de 0.5 mm de longitud; son de tonalidad rosada y textura poiquilítica.

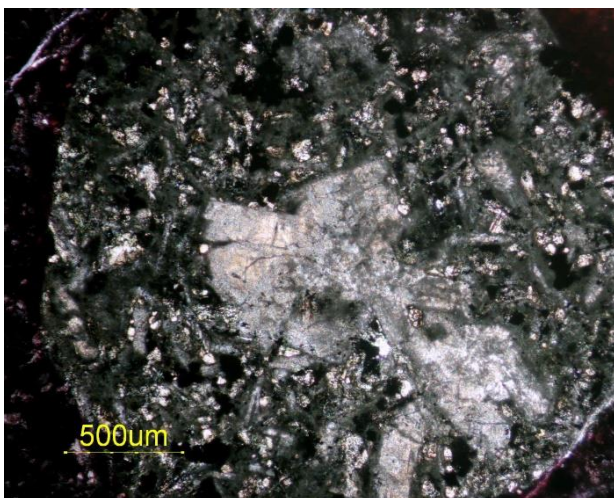


Figura 2.4.2.3: Muestra BG-3a. Luz transmitida, PPL. Cristal poiquilítico de nefelina-kalsilita intercrecida con melilita de grano muy fino (en el centro de la imagen) entre augita (tono amarillo-verdoso) y opacos.

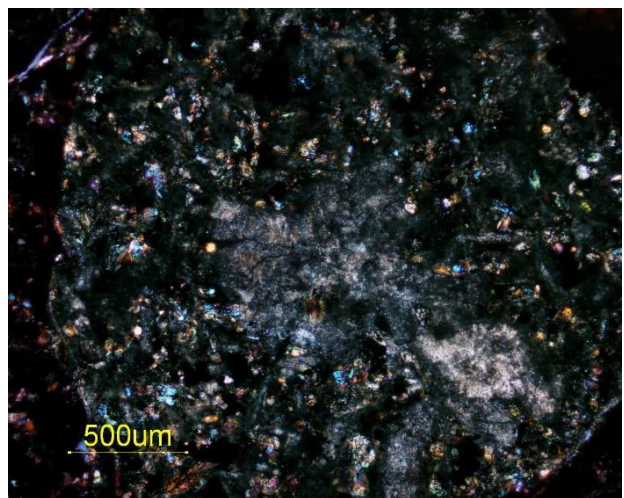


Figura 2.4.2.4: Muestra BG-3a. Imagen anterior con polarizadores cruzados. Se aprecian los colores de segundo orden de la augita.

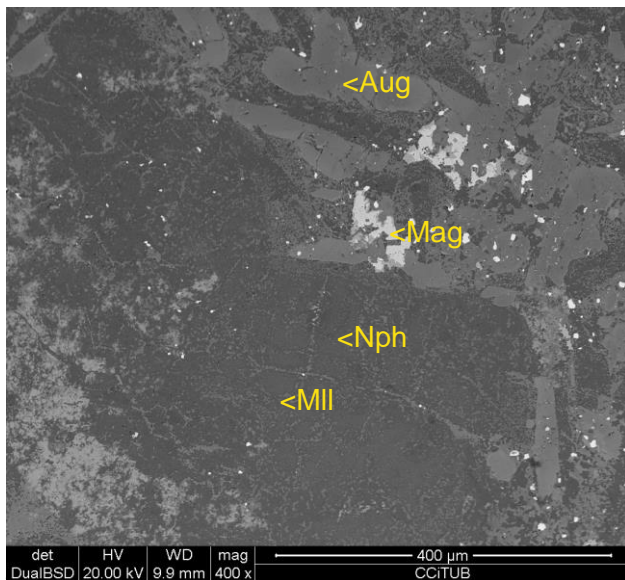


Figura 2.4.2.5: Muestra BG-3a. Imagen de SEM, modo BSE. Cristal poiquilítico de nefelina-kalsilita (Nph) intercrecida entre melilita (Mll) de grano fino. El resto de la asociación es augita subidiomórfica (Aug) y magnetita (Mag).

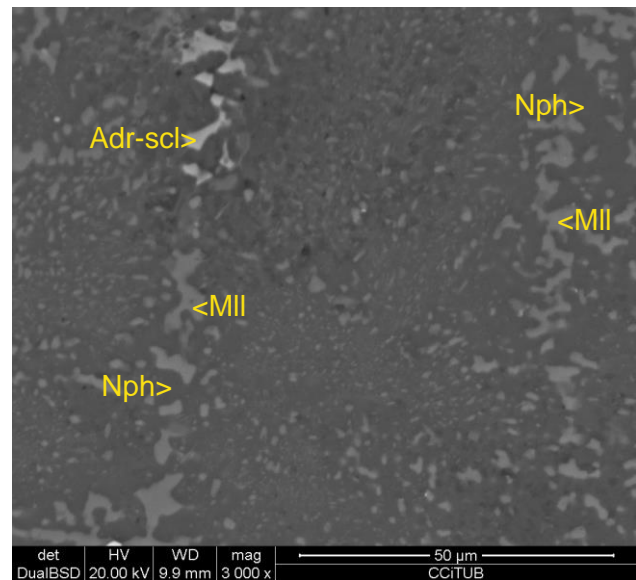


Figura 2.4.2.6: Muestra BG-3a. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de la imagen anterior. Cristal poiquilítico de nefelina (Nph) con intercrecimientos con melilita (Mll) y andradita-schorlomita (Adr-scl).

Predomina el término rico en Na correspondiente a nefelina aunque de forma minoritaria se ha observado el término potásico kalsilita. También hay nefelina en la matriz de la roca.

La augita forma microfenocristales de hábito prismático corto y tamaño aproximado de 0,2 mm (figura 2.4.2.7, 2.4.2.8); es de color verdoso muy pálido en lámina delgada.

La melilita aparece sólo en la mesostasa. Es rica en Na, con grano muy fino (inferior a 20 micras) y forma cristales hipidiomórficos prismáticos intercrecidos con augita.

La magnetita es subidiomórfica y rica en Ti (figura 2.4.2.9).

Hay dos tipos texturales de perovskita. El primero forma sobrecrecimientos finos de hasta 10 micras de anchura sobre magnetita (figura 2.4.2.10). Otra generación de perovskita forma cristales individuales subédricos, de tamaño aproximado de 0,2 mm y tonalidad marronácea. En este caso el mineral se enriquece en Nb (figura 2.4.2.11). Esta perovskita forma simplectitas de grano muy fino entre nefelina, augita, melilita y pirrotina (figura 2.4.2.12).

Algunos cristales hipidiomórficos de pirrotina, de entre 10 a 20 micras, se hallan diseminados entre la matriz de augita y nefelina.

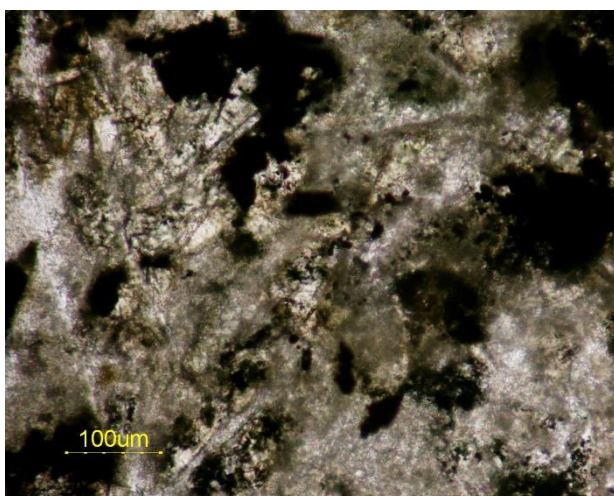


Figura 2.4.2.7: Muestra BG-3a. Luz transmitida, PPL. Cristales prismáticos de augita de tono verdoso –amarillo y abundante magnetita envuelta por perovskita con aspecto opaco. La mesostasa de grano fino y tono marrón-rosado son intercrecimientos de nefelina y melilita.

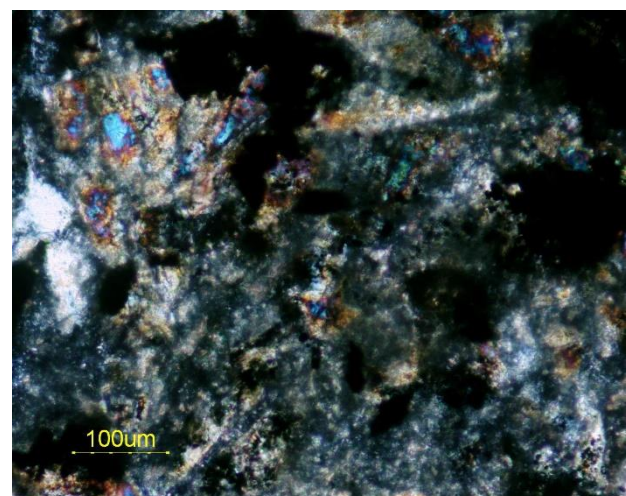


Figura 2.4.2.8: Muestra BG-3a. Imagen anterior con polarizadores cruzados. Augita, con colores de interferencia vivos de segundo orden, dispuesta entre los minerales opacos y un intercrecimiento de nefelina-melilita de grano fino.

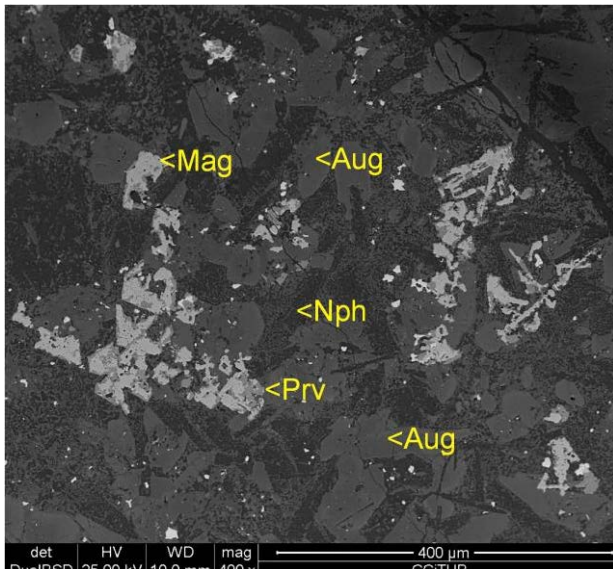


Figura 2.4.2.9: Muestra BG-3a. Imagen de SEM modo BSE. Augita (Aug), cocristalizando con nefelina-kalsilita (Nph) poiquilítica y magnetita (Mag) que presenta un borde de grano más oscuro de perovskita (Prv).

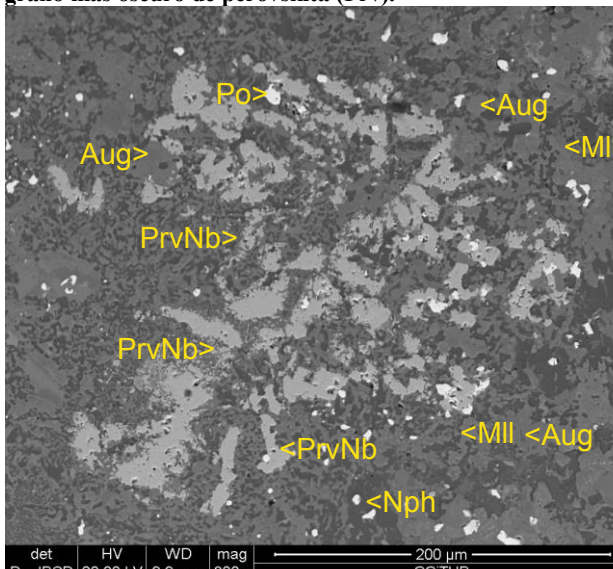


Figura 2.4.2.11: Muestra BG-3a. Imagen de SEM modo BSE. Zona del fragmento de con perovskita rica en Nb (PrvNb) intercrecida entre augita (Aug), melilita (Mll), nefelina (Nph) de grano muy fino. Pirrotina (Po) disseminada.

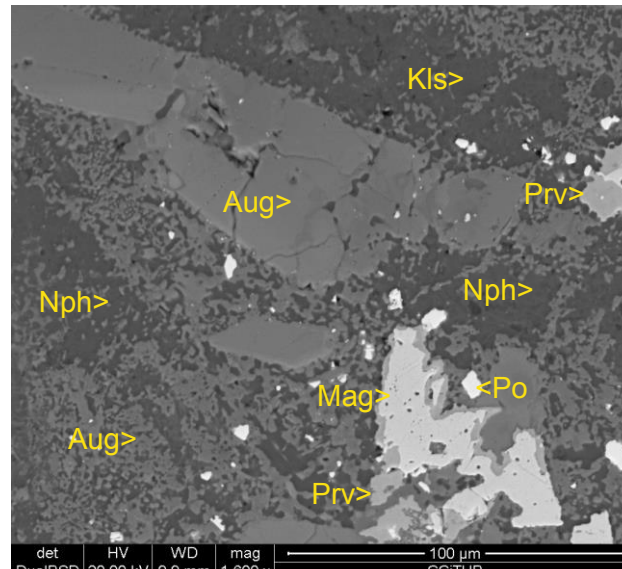


Figura 2.4.2.10: Muestra BG-3a. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de cristal prismático de augita (Aug) entre nefelina (Nph) de grano fino, kalsilita (Kls) y magnetita (Mag) envuelta por perovskita. Pirrotina (Po) disseminada.

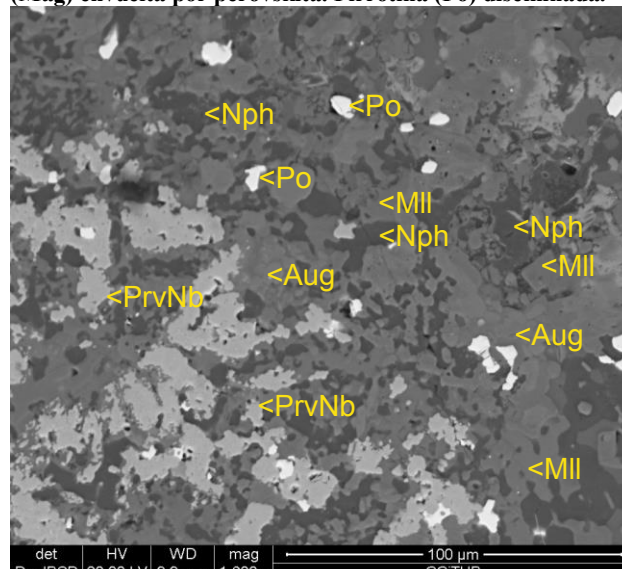


Figura 2.4.2.12: Muestra BG-3a. Imagen de SEM modo BSE. Intercrecimiento de perovskita rica en Nb (PrvNb), augita (Aug), melilita (Mll), nefelina (Nph) de grano muy fino, con pirrotina (Po) disseminada.

2.4.3. CUERPOS ESFEROIDALES DE ALNÖÍTAS

Se trata de cuerpos subesféricos y de tamaño milimétrico, si bien pueden sobrepasar 1 cm de diámetro. Generalmente tienen un núcleo central envuelto por una mesostasa afanítica formada por microlitos de tamaño inferior a 2 mm, distribuidos concéntricamente a su alrededor (figura 2.4.3.1, 2.4.3.2). La partícula central son megacristales o agregados glomeroporfidicos de hasta varios milímetros de longitud. La mesostasa está compuesta por cristales prismáticos de melilita, flogopita, perovskita, cromita y calcita accesoria (figura 2.4.3.3 y 2.4.3.4).



Figura 2.4.3.1. Muestra de mano BG-3 serrada lista para realizar láminas delgadas (3a y 3b). Cuerpos esferoidales de alnöitas afaníticas en una mesostasa afanítica de aillikita.



Figura 2.4.3.2. Muestra de mano BG-4 serrada lista para realizar lámina delgada (4d). Cuerpos esferoidales afaníticos de alnöitas en una mesostasa afanítica de aillikita.

2.4.3.1. Megacristales en el núcleo de los cuerpos de alnöita

Son comunes los megacristales como núcleo de estos cuerpos, pudiendo interpretarse en función de su grado de corrosión como xenocristales o fenocristales. Son de olivino o de clinopiroxenos.

Los xenocristales tienen una morfología anédrica, de tamaño que puede alcanzar hasta 1 cm, con abundantes fracturas irregulares y a veces no están serpentinizados (figura 2.4.3.3). No obstante, a veces los xenocristales pueden estar pseudomorfizados por minerales del grupo de las serpentinas, de tono amarillo de grano fino. Este reemplazamiento se distribuye por fracturas y bordes de los granos primarios y puede ser casi completo (figura 2.4.3.4, 2.4.3.5, 2.4.3.6).

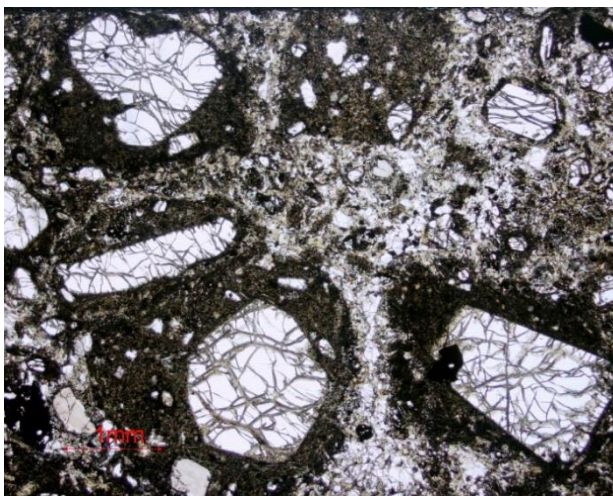


Figura 2.4.3.3. Muestra BG-4d. Luz transmitida. PPL. Esferoides con olivino en el centro envuelto por una matriz alnöítica. Están envueltos por una aillikita afectada por alteración hidrotermal dando carbonatos.



Figura 2.4.3.4. Muestra BG-3b. Luz transmitida. PPL. Esferoide alnöítico, formado por un xenocrystal de olivino serpentinizado envuelto por un borde externo con abundante melilita prismática reemplazada por filosilicatos secundarios.



Figura 2.4.3.5. Muestra BG-3b. Luz transmitida. PPL. Xenocrystal de olivino con los bordes de grano serpentinizados en el centro de un esferoide alnöítico.

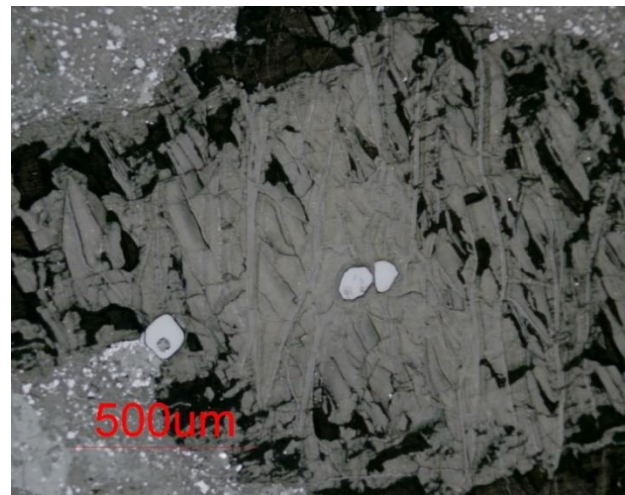


Figura 2.4.3.6. Muestra BG-3b. Imagen con luz reflejada. Xenocrystal de olivino que presenta inclusiones redondeadas de cromita.

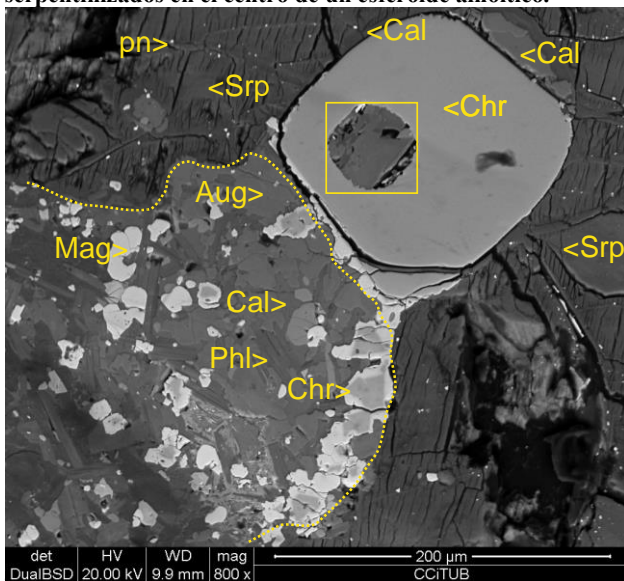


Figura 2.4.3.7. Muestra BG-3a. Imagen de SEM, modo BSE. Inclusion de cromita (Cr) en el interior de un xenocrystal de olivino serpentizado (Srp). El conjunto es reemplazado por la matriz del esferoide alnöítico, matriz con calcita (cal) flogopita (Phl), augita (Aug) y cromita (Chr) reemplazada por magnetita (Mag).

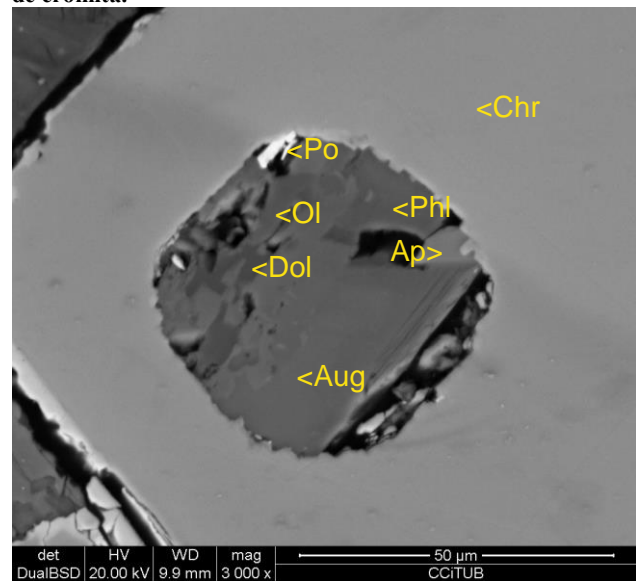


Figura 2.4.3.8. Muestra BG-3a. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de la inclusion redondeada en la cromita de la imagen anterior. Cromita (Chr), dolomita (Dol), olivino (Ol), apatito (ap), augita (Aug), flogopita (Phl) y pirrotina (Po).

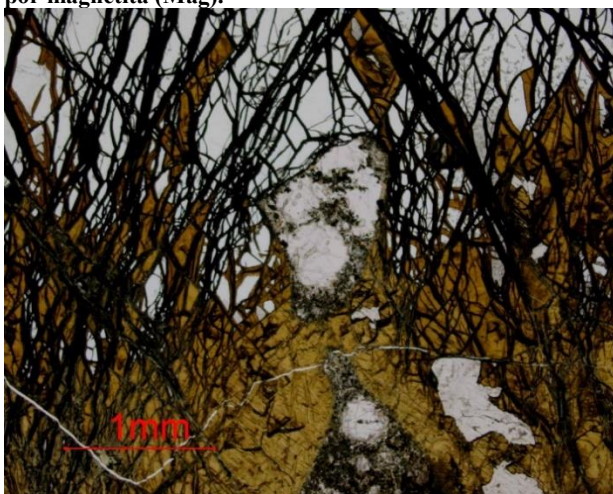


Figura 2.4.3.9. Muestra BG-3a. Luz transmitida. PPL. Xenocrystal de olivino alterado a serpentina y calcita (en el centro de la imagen).

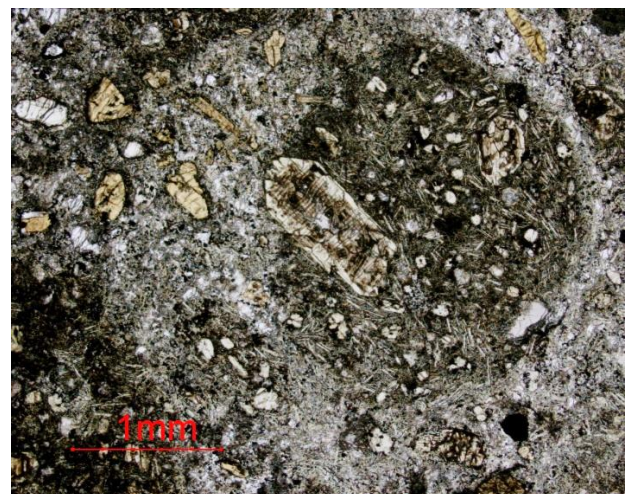


Figura 2.4.3.10. Muestra BG-3a. Luz transmitida. PPL. Cuerpo esferoidal alnöítico con fenocristales de olivino eúédrico entre matriz de melilita y olivino.

En las zonas serpentinizadas, es frecuente que aparezcan sulfuros (pirrotina y pentlandita) de tamaño inferior a 20 micras, que resultan de la liberación de Ni desde la estructura del olivino durante la alteración hidrotermal de éste para formar serpentina (figura 2.4.3.7).

Los cristales de olivino reemplazados contienen inclusiones de cromita de tamaño comprendido entre 0,1 y 0,2 mm (figura 2.4.3.7). La cromita, a su vez, presenta inclusiones de morfología redondeada rellenas por flogopita, calcita, clinopiroxenos, serpentinas y sulfuros; estos minerales tienen tamaño de grano inferior a 30 micras (figura 2.4.3.8). Es habitual que el olivino esté reemplazado por calcita secundaria (figura 2.4.3.9).

Los fenocristales de olivino son idiomórficos, con hábito prismático corto. Son de tamaño inferior a 1 milímetro de longitud y pueden estar o no reemplazados por serpentina secundaria. Estos núcleos pueden no ubicarse en el centro de los cuerpos esferoidales (figura 2.4.3.10).

El clinopiroxeno se encuentra como núcleo de algunos cuerpos esferoidales de alnöita. Se trata de fenocristales de augita, alotriomórficos, de tamaño milimétrico (figura 2.4.3.11, 2.4.3.12). Presentan una zonación concéntrica con núcleos más diopsídicos incoloros, y bordes de augita titánica rosada; ambas zonas están corroídas por la mesostasa (figura 2.4.3.13, 2.4.3.14). Presentan un borde de reacción con la matriz con abundante magnetita, perovskita y flogopita (figura 2.4.3.15, 2.4.3.16).

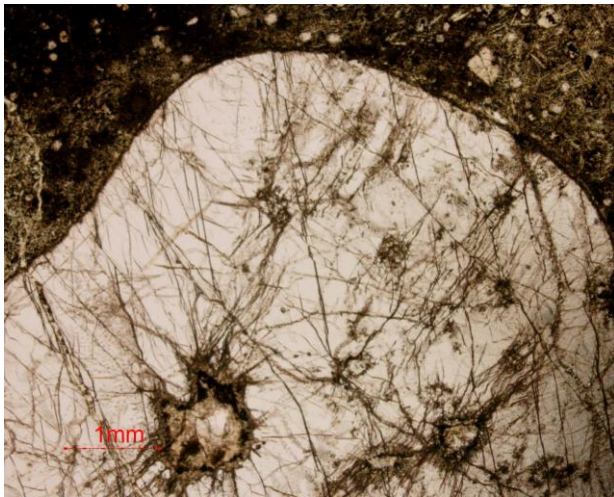


Figura 2.4.3.11. Muestra BG-3c. Luz transmitida. PPL. Xenocristal de augita fracturado y reemplazado por calcita en el núcleo del esferoide y envuelto y corroído por una mesostasa afanítica de alnöita.

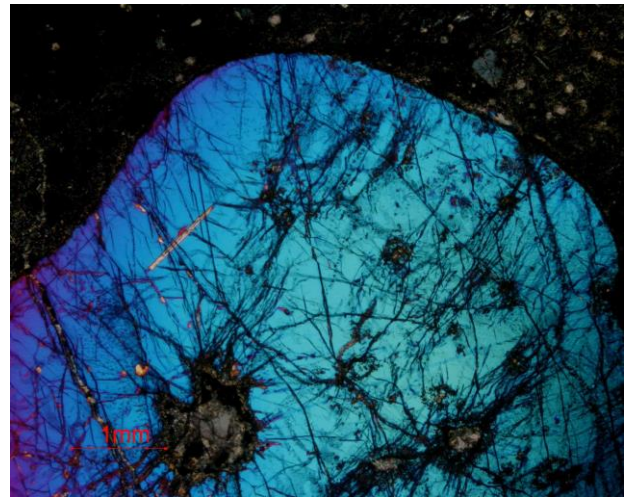


Figura 2.4.3.12. Muestra BG-3c. La imagen anterior, con nicoles cruzados. Se observa la alteración del cristal por calcita (parte inferior izquierda de la imagen).

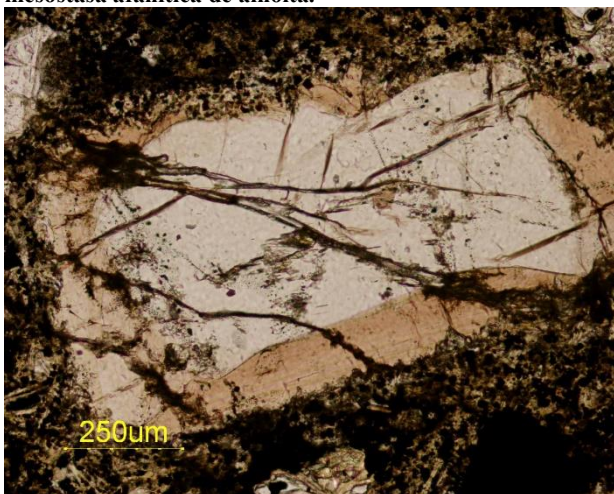


Figura 2.4.3.13. Muestra BG-4d. Luz transmitida. PPL. Zonación concéntrica de clinopiroxeno con una zonación concéntrica formada por augita diopsídica en el centro y augita titánica en los bordes del grano, de tono rosado.

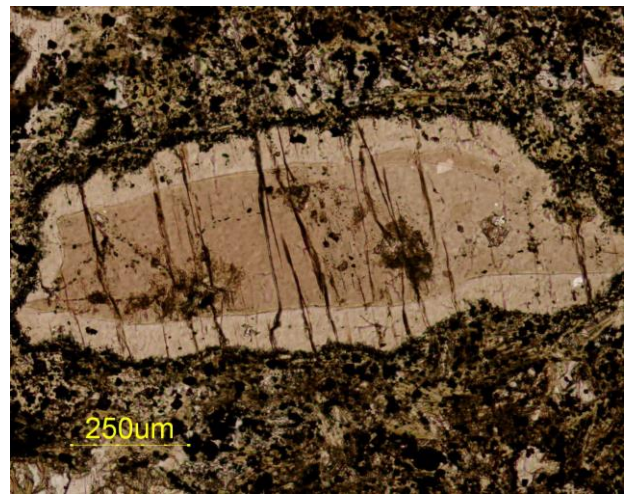


Figura 2.4.3.14. Muestra BG-4a. Luz transmitida. PPL. Zonación inversa de un grano de clinopiroxeno con centro de augita titánica (rosada) y bordes incoloros de augita diopsídica, corroído por la mesostasa alnöítica.

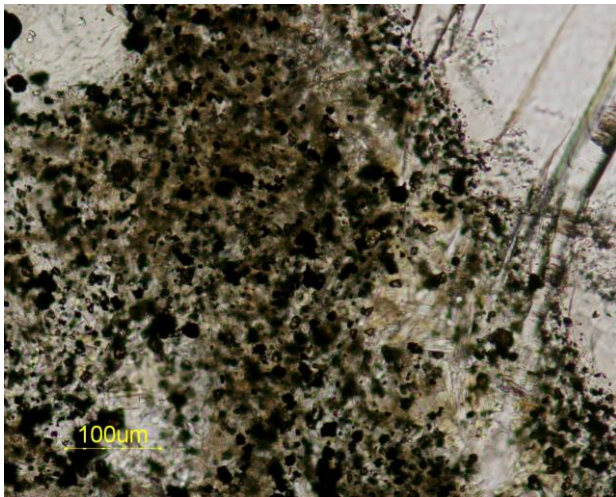


Figura 2.4.3.15. Muestra BG-3c. Luz transmitida. PPL. Borde entre clinopiroxeno y la mesostasa rica en melilita. Se acumula magnetita justo en el límite.

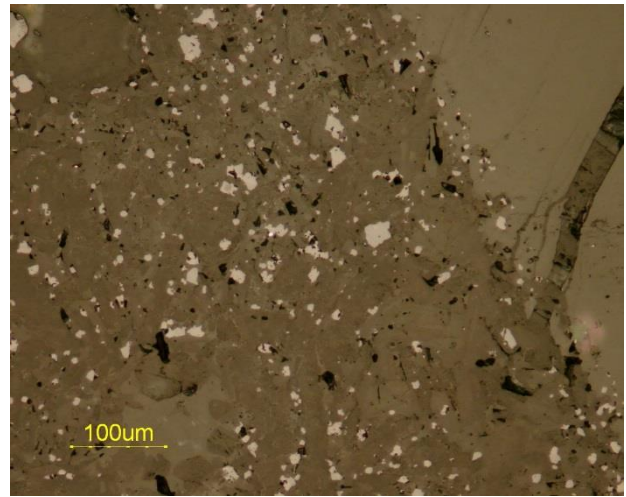


Figura 2.4.3.16. Muestra BG-3c. Luz reflejada. Imagen anterior en la que se observa magnetita abundante de grano fino.

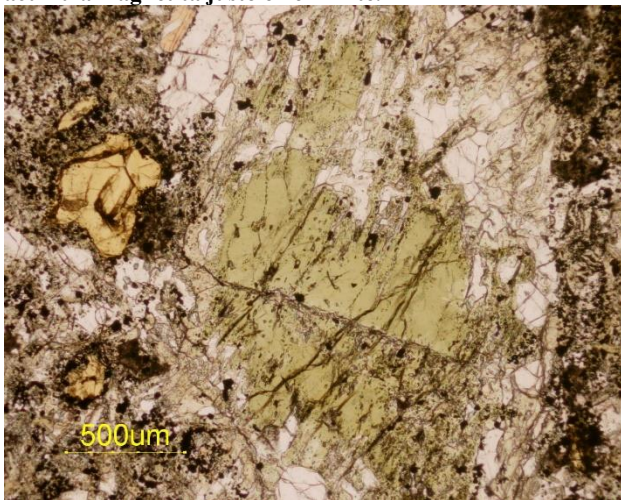


Figura 2.4.3.17. Muestra BG-3c. Luz transmitida. PPL. Xenocristal de augita egirínica de tono verdoso reemplazado por calcita, apatito y clinopiroxeno diopsídico, entre mesostasa alnóitica con olivino serpentinizado.

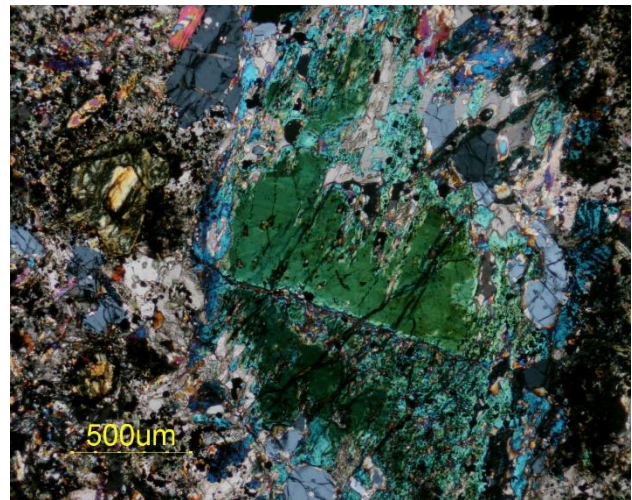


Figura 2.4.3.18. Muestra BG-3c. Imagen anterior con nícoles cruzados. Augita egirínica reemplazada por calcita entre la mesostasa afanítica alnóitica.

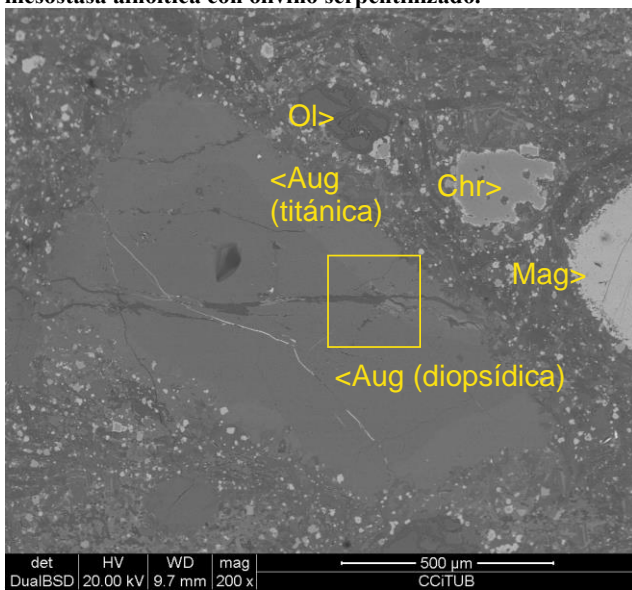


Figura 2.4.3.19. Muestra BG-4d. Imagen de SEM, modo BSE. Augita (aug) zonada entre mesostasa alnóitica. Se aprecia en ésta megacristales de cromita (Chr) muy reemplazados, con borde brillante de magnetita, un xenocristal de magnetita (Mag) y olivino (ol) alterado a serpentinas.

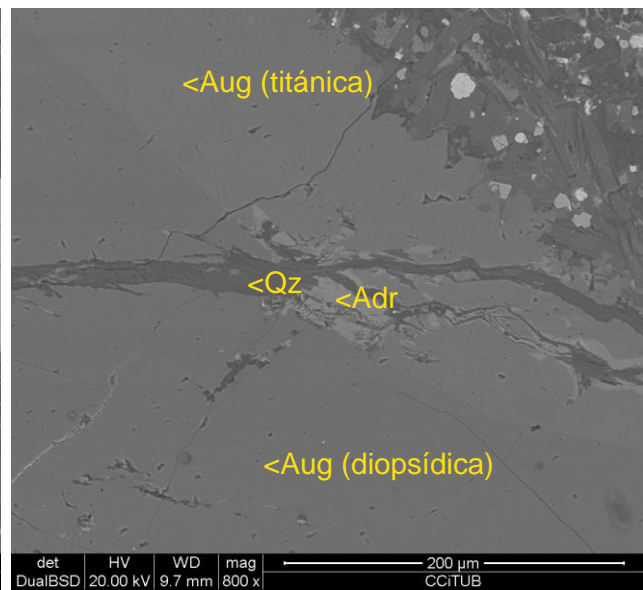


Figura 2.4.3.20. Muestra BG-4d. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle del cristal de augita (Aug) de la imagen anterior, donde se puede observar que está cortada y reemplazada por una vetilla con andradita (adr) y cuarzo (Qz).

También se observan xenocristales de augita egirínica de tono ligeramente verdoso reemplazados por calcita, clinopiroxeno más diopsídico y apatito (figura 2.4.3.17, 2.4.3.18).

En general, los granos de piroxeno pueden presentar alteración hidrotermal en forma de vetillas rellenas por granates secundarios de tipo andradita asociados con cuarzo (figura 2.4.3.19, 2.4.3.20).

De forma escasa, se han observado algunos fenocristales de cromita idiomórfica de tamaño inferior al milímetro, envueltos por la mesostasa de melilita. Éstos desarrollan un borde opaco de magnetita de unas decenas de micras y contienen abundantes inclusiones de morfología redondeada característica.

Algunos esferoides alnóitico presentan aglomeraciones de cristales idiomórficos de uno o varios minerales, que pueden dar lugar una textura glomeroporfídica, y que están envueltos por la mesostasa alnóitica. Mayoritariamente constan de cristales de olivino milimétrico e idiomórfico con una ligera serpentinización en las fracturas; no obstante, pueden estar a veces acompañados de augita idiomórfica en menor proporción (figura 2.4.3.21, 2.4.3.22).

Finalmente, algunos esferoides alnóitico no contienen aparentemente cristales de los minerales anteriormente citados, sino cristales de apatito o flogopita; a veces, simplemente, están constituidos exclusivamente por la mesostasa alnóitica (figura 2.4.3.23, 2.4.3.24).

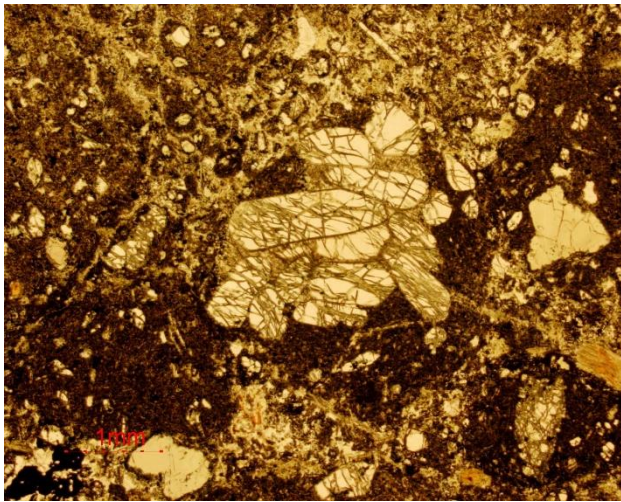


Figura 2.4.3.21. Muestra BG-4d. Luz transmitida, PPL. Crecimientos de tipo glomeroporfídico de olivino y augita entre la mesostasa alnóitica (marrón oscuro)

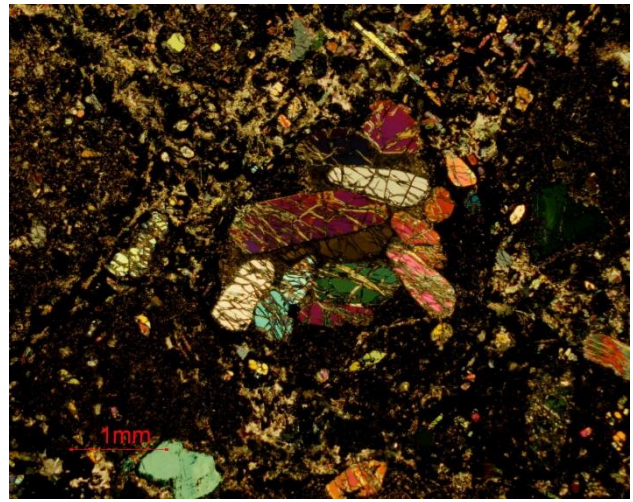


Figura 2.4.3.22. Muestra BG-4d. La imagen anterior, en nicoles cruzados.

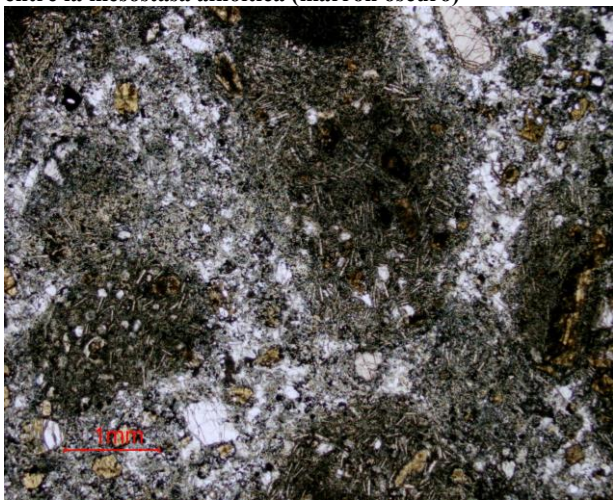


Figura 2.4.3.23. Muestra BG-3b. Luz transmitida, PPL. Esferoides (oscuro) sin núcleo, formados por mesostasa alnóitica de melilita, flogopita, cromita y perovskita de grano fino.

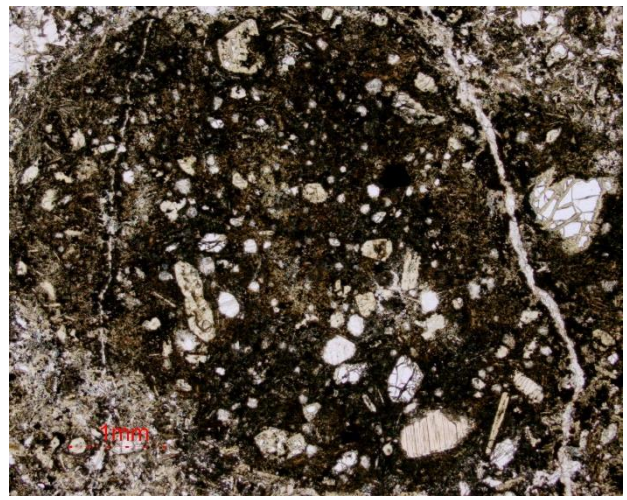


Figura 2.4.3.24. Muestra BG-4c. Luz transmitida, PPL. Esferoides alnóitico sin núcleo, formados por mesostasa alnóitica de melilita, flogopita, cromita, perovskita de grano fino y olivino.

2.4.3.2. Mesostasa de los esferoides alnöíticos

La mesostasa que envuelve los núcleos anteriores presenta una tonalidad marrón oscura y una composición ultramáfica de tipo alnöítica, es decir, con melilita como fase principal, además de flogopita, perovskita, cromita, apatito y calcita. Esta mesostasa envuelve a los megacristales de olivino o clinopiroxeno y da lugar a cuerpos de morfología esférica o subesférica (figura 2.4.3.3).

La melilita $[(Ca,Na)_2(Mg,Fe,Al)(Si,Al)SiO_7]$ forma cristales hipidiomórficos de hábito prismático largo entre incoloro y ocre claro, de tamaño hasta 0.1 mm de longitud. Están orientados de forma paralela al borde de la esférula (figura 2.4.3.25, 2.4.3.26). La melilita suele presentar partición en el centro del cristal (figura 2.4.3.27, 2.4.3.28). Aparece pseudomorfizada por juanita $[Ca_{10}Mg_4Al_2Si_{11}O_{39} \cdot 4H_2O]$ además de filosilicatos secundarios (figura 2.4.3.28). La identificación de juanita se ha realizado mediante análisis de microsonda electrónica.

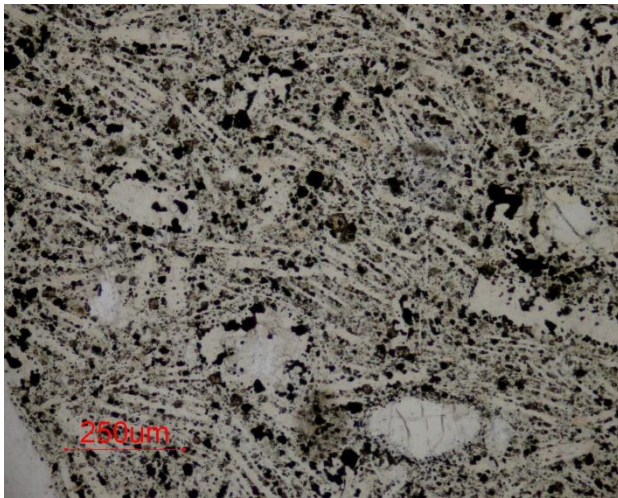


Figura 2.4.3.25. Muestra BG-3a. PPL. Matriz de la alnöíta con melilita (prismática) pseudomorfizada por juanita, con perovskita, flogopita y augita.

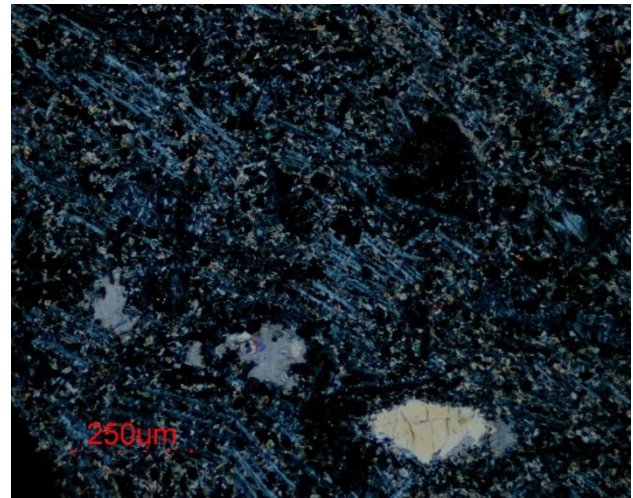


Figura 2.4.3.26. Muestra BG-3a. PPL. Anterior imagen, XP. La melilita es prismática y está reemplazada por juanita, con baja birrefringencia.

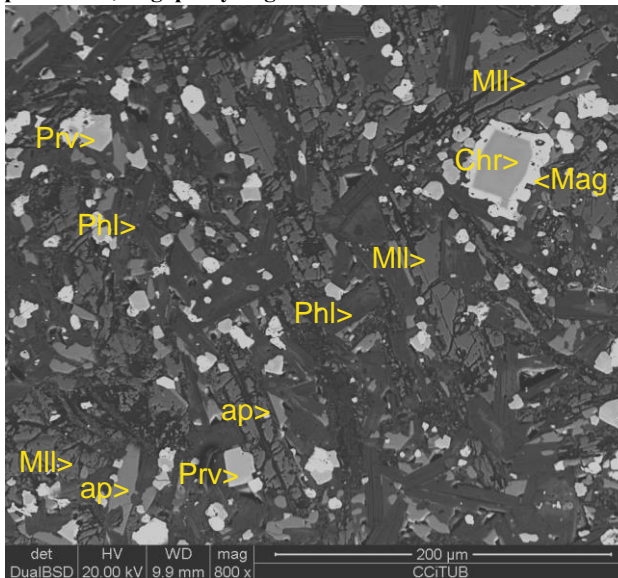


Figura 2.4.3.27. Muestra BG-4a. Imagen de SEM modo BSE. Mesostasa formada por melilita sólo parcialmente alterada (Mll), perovskita (Prv), flogopita (phl), apatito (ap) y cromita (Chr) envuelta por magnetita (Mag).

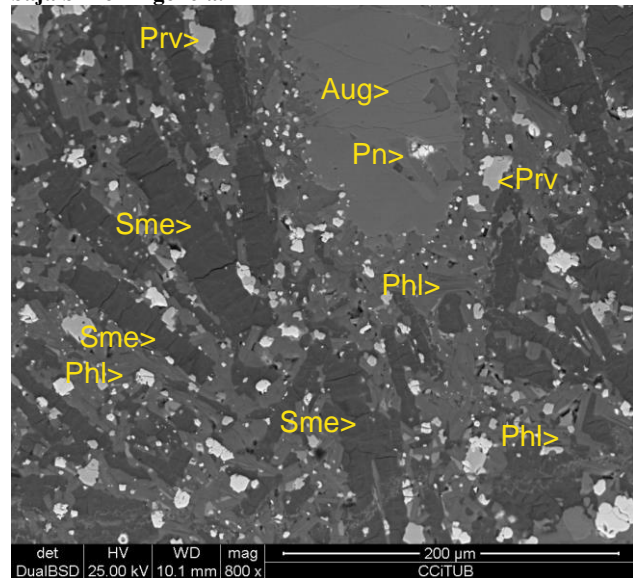


Figura 2.4.3.28. Muestra BG-3a. Imagen de SEM modo BSE. Matriz de la alnöíta con melilita alterada a esmectitas (Sme), perovskita (Prv), flogopita (Phl). Fenocristal de augita (Aug) con inclusiones de pentlandita (Pn).

Se han realizado dos análisis de difracción de rayos X de la mesostasa de las esférulas para comprobar la presencia de filosilicatos. En la primera difracción, el espectro demuestra la presencia de los picos correspondientes a calcita, magnetita, flogopita, apatito, augita con menor proporción de

lizardita y finalmente nontronita (figura 2.4.3.29) que corresponde a un pequeño pico centrado a 14.882 Å del 100% de intensidad relativa. En un segundo análisis, el difractograma indica que la muestra contiene además una pequeña proporción de otra fase del grupo de la esmectita que corresponde a saponita (figura 2.4.3.30). Nontronita y saponita corresponden a minerales del grupo de las esmectitas.

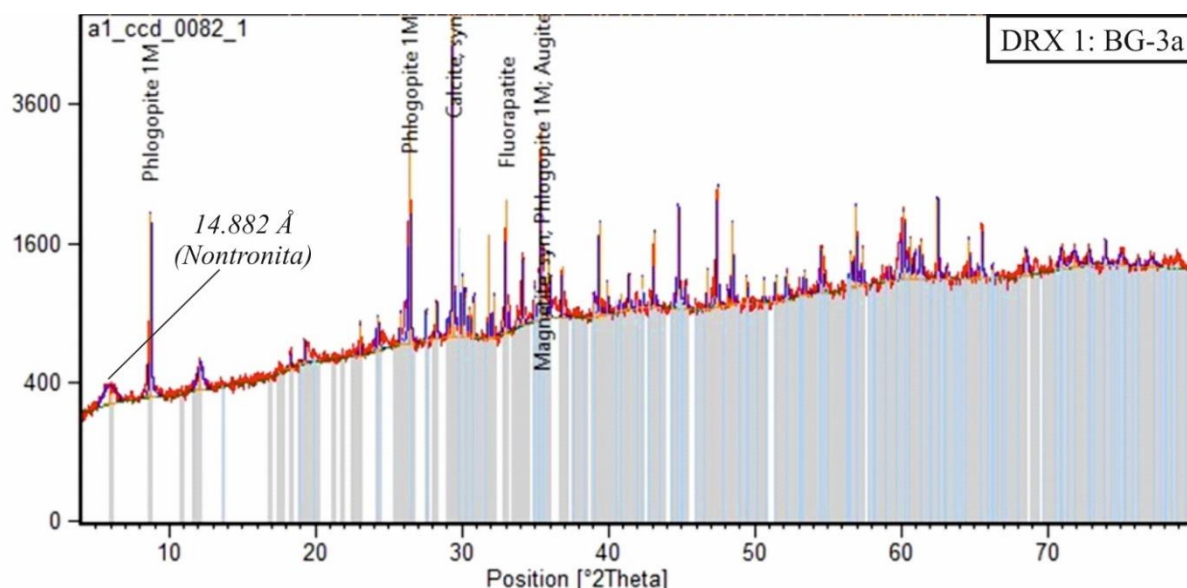


Figura 2.4.3.29. Difractograma muestra BG-3a. En la parte izquierda se aprecia un pico (14.882 Å) que corresponde a nontronita. También se indican los picos principales que representan flogopita, apatito y calcita.

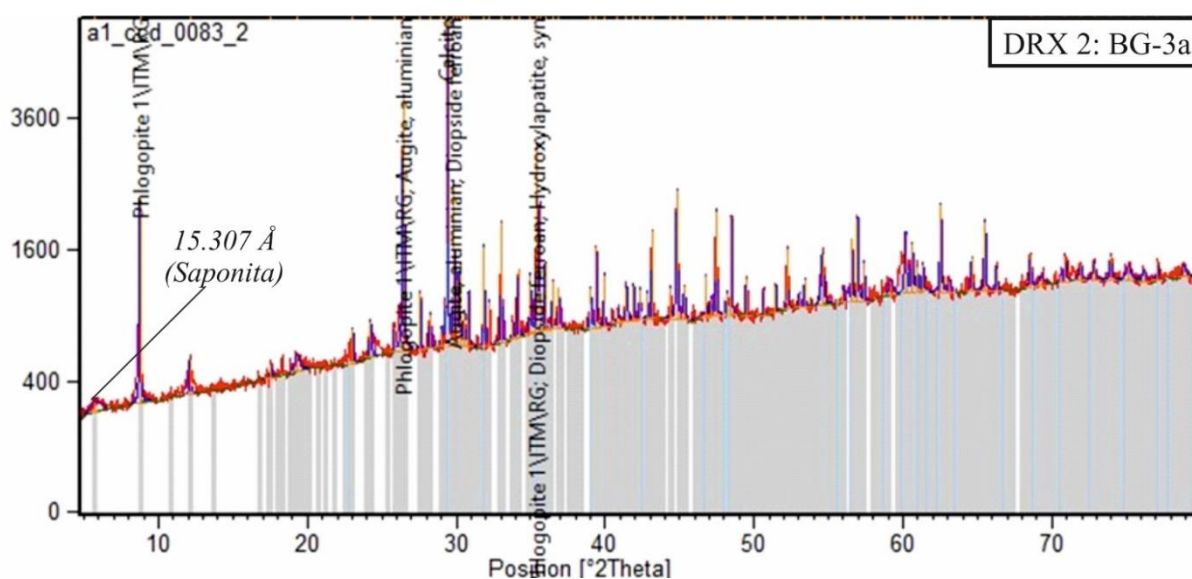


Figura 2.4.3.30. Difractograma muestra BG-3a. En la parte izquierda se aprecia un pico (15.307 Å) que corresponde a saponita. También se indican los picos principales que representan flogopita, augita y apatito.

En la mesostasa se identifica olivino de tamaño inferior a 0.5 mm, de morfología redondeada intersticial entre melilita (figura 2.4.3.10). De la misma manera que los xenocristales y fenocristales, puede estar reemplazado a serpentina. Este reemplazamiento se produce en las mismas rocas alteradas en que la melilita es reemplazada por saponita y nontronita (figura 2.4.3.31).

La flogopita es una fase mayoritaria y forma cristales de hábito tabular de entre 10 y 50 micras (figura 2.4.3.27, 2.4.3.28, 2.4.3.31, 2.4.3.34), aunque pueden tener alcanzar hasta 100 micras. Suelen presentar una zonación irregular con proporciones variables de Fe, Ti y Al. Pueden contener inclusiones finas de perovskita idiomórfica (figura 2.4.3.31).

La perovskita es una fase accesoria (figura 2.4.3.28, 2.4.3.31). Forma cristales de tono marrón oscuro en lámina delgada, de idiomórficos a subidiomórficos y tamaño inferior a 40 micras de

diámetro. Algunos cristales presentan una zonación concéntrica con una banda externa enriquecida en Nb respecto al núcleo. No obstante, esta perovskita tardía también puede reemplazar el interior del grano de forma irregular (figura 2.4.3.32). Pueden contener inclusiones de entre 1 y 5 micras, irregulares, de sulfatos y carbonatos de K y Na (figura 2.4.3.32). La perovskita se puede concentrar juntamente con magnetita en el borde de grano de xenocristales de augita (figura 2.4.3.14).

La cromita de la matriz conforma cristales subidiomórficos de tamaño inferior a 50 micras, los cuales mayoritariamente están envueltos por un borde irregular de magnetita, de anchura comprendida entre 10 y 20 micras (figura 2.4.3.33, 2.4.3.34). El reemplazamiento por magnetita puede ser total, de modo que aparecen cristales de magnetita sin un núcleo de cromita, si bien esta magnetita contiene una pequeña proporción de Cr.

El apatito es una fase minoritaria y forma cristales irregulares intercrecidos con flogopita y melilita, de tamaño fino inferior a 30 micras (figura 2.4.3.27, 2.4.3.31).

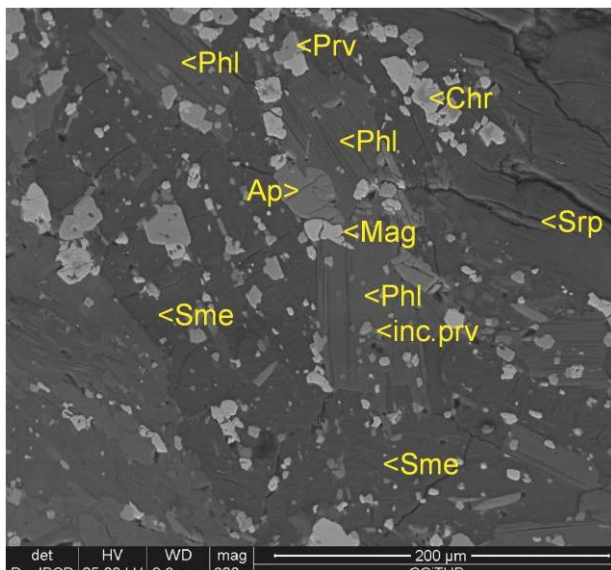


Figura 2.4.3.31. Muestra BG-3a. Imagen de SEM modo BSE. Mesostasa alnöítica. Flogopita (Phl), con inclusiones de perovskita (Prv) en el centro, con abundante melilita alterada a esmectitas (Sme), apatito (Ap) y cromita (Chr) con un borde de magnetita (Mag).

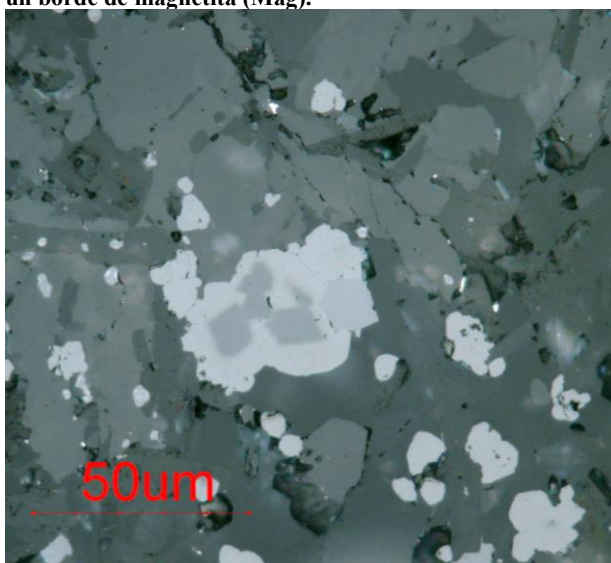


Figura 2.4.3.33: Muestra BG-3a. Imagen de luz reflejada, PPL. Matriz de alnöita. Detalle de cromita (centro del cristal, reflectividad más baja) envuelta por un borde de magnetita (más brillante).

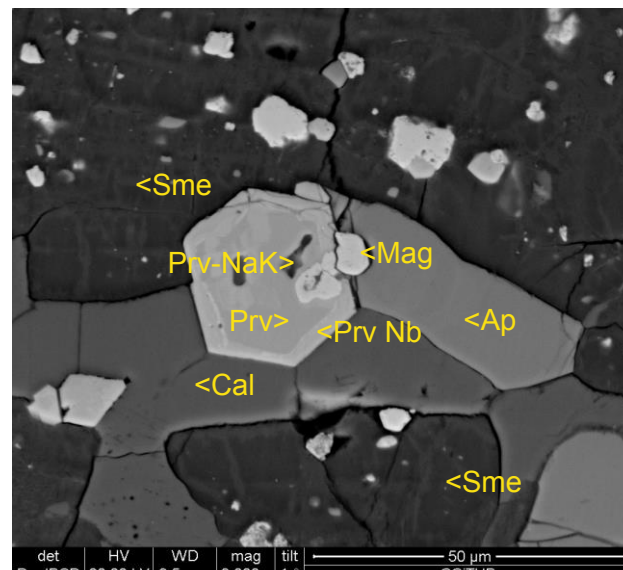


Figura 2.4.3.32. Muestra BG-3b. Imagen de SEM, modo BSE. Matriz de la alnöita. Perovskita (Prv) zonada con un borde rico en Nb (Prv-Nb) e inclusiones ricas en Na y K, intercrecida con magnetita (Mag), calcita (Cal), apatito (Ap) y melilita alterada a esmectitas (Sme).

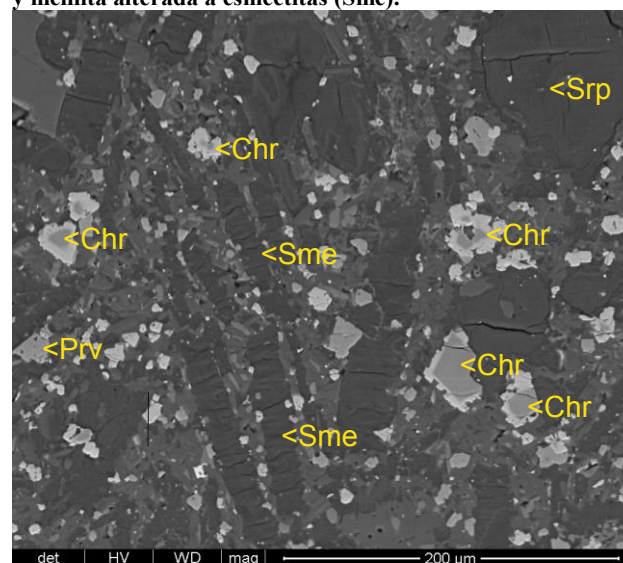


Figura 2.4.3.34. Muestra BG-3a. Imagen de SEM, modo BSE. Matriz de la alnöita con melilita reemplazada por esmectitas (Sme) con cromita (Chr), perovskita (Prv) y calcita intersticial (Cal).

2.4.4. XENOLITOS DE FLOGOPITA-APATITO-AUGITA

En estas brechas se han identificado xenolitos de rocas compuestas por proporciones variables de flogopita, apatito y augita, parcialmente asimilados por la matriz de composición aillikítica. Presentan una textura fanerítica y equigranular. A efectos descriptivos, se han diferenciado dos tipos de xenolitos con composiciones extremas distintas: xenolitos tipo 1 con flogopita y apatito; xenolitos tipo 2 con flogopita, augita y calcita, si bien se dan composiciones intermedias.

2.4.4.1. Xenolitos de tipo 1

La flogopita es una fase mayoritaria, con proporción modal del 30 al 45%. Forma láminas subidiomórficas de hábito tabular, de tamaño comprendido entre 0,1 y 0,5 mm. Los cristales están zonados y tienen un fuerte pleocroísmo; hacia el borde presenta bandas de tono anaranjado ricas en Nb (tipo 1), mientras que el núcleo es de color marrónáceo más oscuro (tipo 2, figura 2.4.4.1). Este bandeo puede apreciarse mejor con las imágenes de SEM-BSE, debido al contraste de Z del Nb.

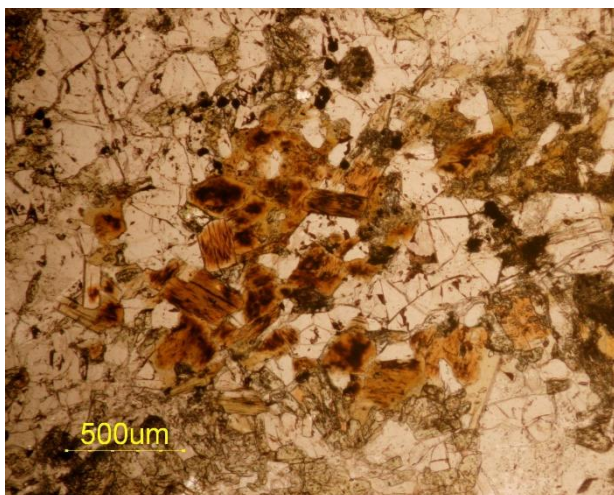


Figura 2.4.4.1. Muestra BG-10a. Luz transmitida, PPL. Xenolito de tipo 1 compuesto por flogopita zonada entre apatito y calcita, en la parte inferior de la imagen, con abundante augita (tono amarillo-verdoso).

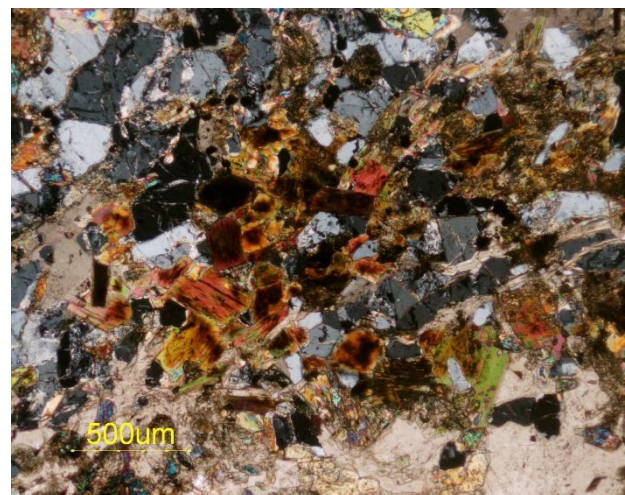


Figura 2.4.4.2. Muestra BG-10a. La imagen anterior con nicoles cruzados. Flogopita entre apatito (colores de interferencia de 1r orden) y vetas de calcita intersticial (colores de 4º orden).

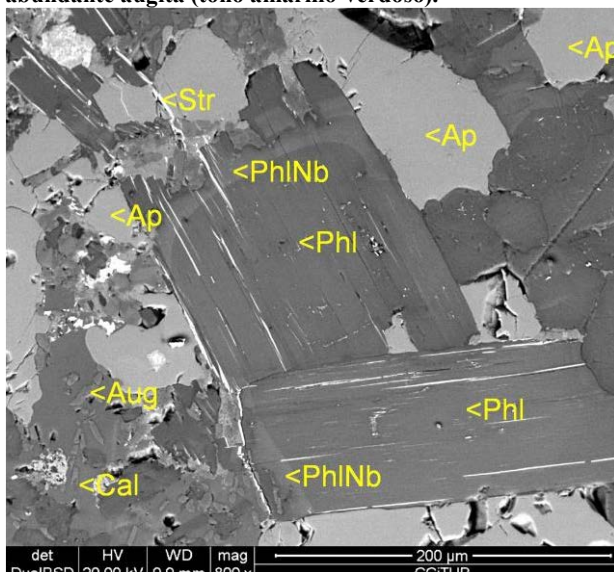


Figura 2.4.4.3. Muestra BG-10a. Imagen de SEM modo BSE. Xenolito 1: apatito (Ap), flogopita (Phl) con una banda rica en Nb (PhlNb) reemplazada por estroncianita (Str). Con calcita (Cal) y augita (Aug) intersticiales.

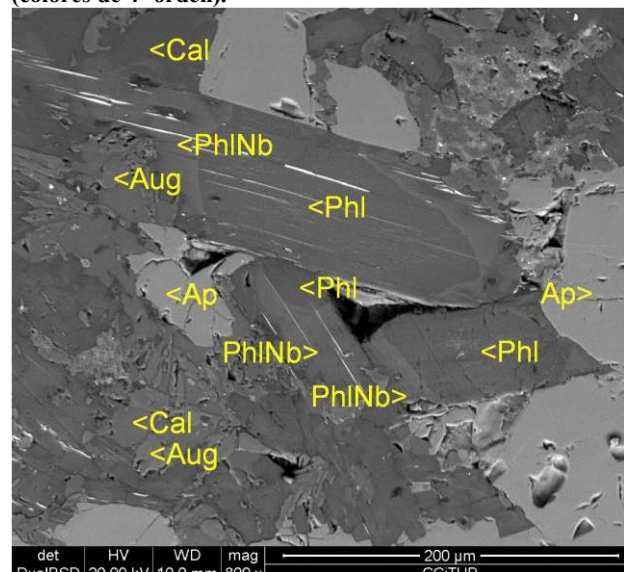


Figura 2.4.4.4. Muestra BG-10b. Imagen de SEM modo BSE. Xenolito 1: apatito (Ap), flogopita (Phl) con una banda rica en Nb (PhlNb) reemplazada por estroncianita (Str). Con calcita (Cal) y augita (Aug) intersticiales.

De este modo, en las figuras 2.4.4.3 y 2.4.4.4 se aprecia que el bandeo queda interrumpido por la cristalización de apatito, sugiriendo que ambos minerales cocrystalizaron. El bandeo es de tipo oscilatorio, pues a las bandas ricas en Nb siguen otras bandas más pobres en este elemento y similares a las centrales. Por otra parte, el contacto entre cada una de las bandas es muy irregular y redondeado, lo que sugiere que se produjo la redisolución de las bandas anteriores antes de que cristalizaran las siguientes (por ejemplo, figura 2.4.4.4). En conjunto, estas generaciones de flogopita quedan cortadas por estroncianita secundaria que se dispone en los planos de exfoliación de la mica (figuras 2.4.4.3, 2.4.4.4).

Por otra parte, en posición intersticial entre estos cristales hay una tercera generación de flogopita, de tamaño de grano mucho más fino, en cristales tabulares, asociada con calcita y augita también de tamaño de grano fino (flogopita de tipo 3).

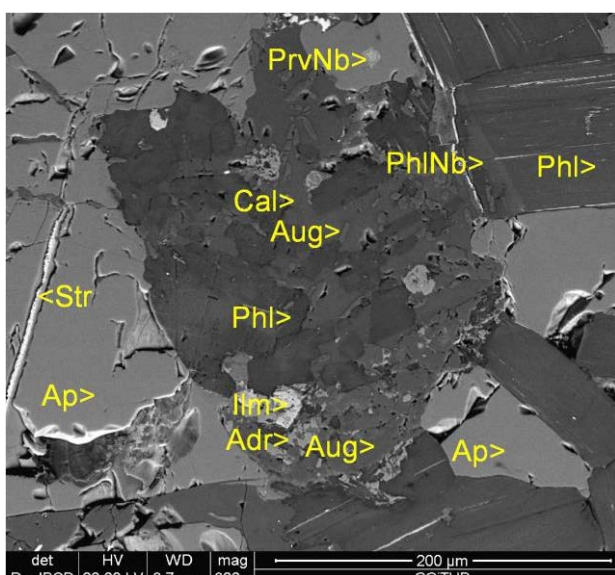


Figura 2.4.4.5. Muestra BG-10a. Imagen de SEM modo BSE. Xenolito tipo 1: flogopita (Phl) con bandas externas ricas en Nb (PhlNb) y apatito (Ap), con una asociación intersticial de grano fino de calcita (Cal) con pequeños cristales de augita (Aug) con andradita secundaria (Adr) e ilmenita (Ilm).

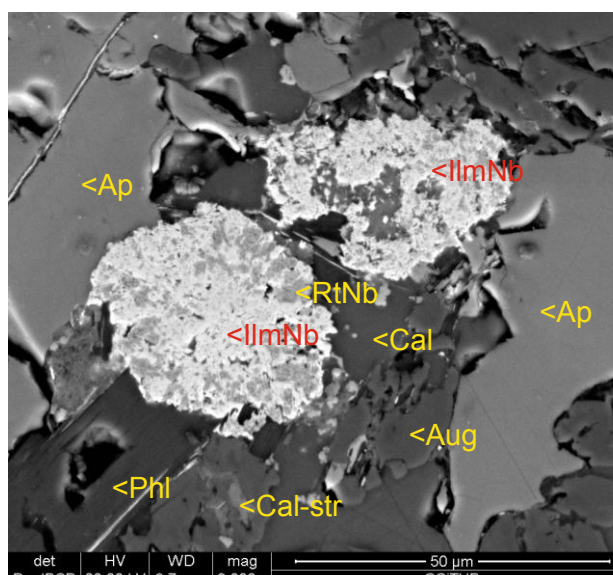


Figura 2.4.4.6. Muestra BG-10a. Imagen de SEM modo BSE. Detalle del mismo xenolito con más aumento, con apatito (Ap) cortado por una asociación de grano fino de augita (Aug), calcita (Cal), con ilmenorutilo (RtNb) reemplazando ilmenita rica en Nb (IlmNb).

El apatito es otra de las fases mayoritarias, con una proporción modal del 45-55%. Forma cristales alotriomórficos, redondeados, de tamaño aproximado de 0.2 mm. Los cristales de apatito son homogéneos, libres de zonado y sin inclusiones fluidas, pudiendo no obstante estar reemplazados por vetillas muy tardías rellenas de estroncianita (figura 2.4.4.5). Los bordes curvos de los cristales y sus texturas de puntos triples con otros granos de apatito o de flogopita sugieren una cristalización en equilibrio entre estos componentes. En cambio, los cristales de apatito presentan bordes corroídos por la calcita de la matriz intersticial (figura 2.4.4.6).

La augita se encuentra en cantidades accesorias (menos del 10% modal) y forma dos generaciones distintas; ambas generaciones están empobrecidas en Fe y Ti, por lo que corresponden a augita diopsídica. Una primera generación, muy escasa, consiste en augita hipidiomórfica que aparentemente cocrystaliza con flogopita y apatito; su tamaño de grano es de hasta 200 micras de longitud. Esta generación de augita presenta una zonación hacia los bordes de grano, con un ligero enriquecimiento en Fe y Ti, y puede estar reemplazada por vetas finas secundarias de andradita (figura 2.4.4.5). Se ha diferenciado una segunda generación de piroxeno más tardía, de tamaño de grano inferior a 30 micras, que forma parte de la asociación intersticial con calcita que reemplaza a flogopita y apatito.

La calcita es una fase de formación tardía, que se encuentra en proporciones muy variables en estos xenolitos, alrededor del 5-10% modal. Es asimismo de tamaño de grano fino, menos de 30 micras. Presenta una morfología anédrica debido a que está ocupando los espacios intersticiales entre las demás especies minerales. Presenta inclusiones de la segunda generación de augita (figura 2.4.4.5 a 2.4.4.6).

En proporciones mucho menores, se han observado cristales de tamaño inferior a 50 micras de ilmenita con un significativo componente pirofanítico y rica en Nb, reemplazados por ilmenorutilo. Estos minerales parecen estar asociados a las asociaciones tardías intersticiales de calcita y augita (figura 2.4.4.6).

2.4.4.2. Xenolitos de tipo 2

Se trata de xenolitos de afinidad aillikítica formados por flogopita y augita con menor proporción de apatito y calcita intersticial (figura 2.4.4.7, 2.4.4.8).

La flogopita es la fase mineral principal, con una proporción modal del 40% aproximadamente. Forma cristales hipidiomórficos de hábito tabular, de tamaño comprendido entre 0,1 y 0,5 mm, de color naranja claro con un pleocroísmo moderado (figura 2.4.4.7). La flogopita en este caso parece presentar un patrón de zonación más simple que el observado en los xenolitos de tipo 1, de manera que el núcleo presenta unas proporciones elevadas de Fe y una pequeña proporción de Nb y, por consiguiente, aparece más brillante en imágenes de SEM en modo BSE (figura 2.4.4.9, 2.4.4.10). La cantidad de Fe y Nb disminuye hacia los bordes y aumenta el Mg. Entre los planos de exfoliación se concentra estroncianita secundaria (figura 2.4.4.9, 2.4.4.10).

A diferencia de lo que acontece en los xenolitos de tipo 1, la augita es un mineral abundante en este tipo de xenolitos, alcanzando hasta el 30% modal. No obstante, también se distinguen dos generaciones distintas de clinopiroxeno. La primera generación consta de augita hipidiomórfica que cocrystaliza con flogopita, y es de tamaño de grano que oscila entre 0,1 y 0,2 mm (figura 2.4.4.9). Se identifica una segunda generación de piroxeno de grano fino asociada con calcita de la matriz que reemplaza a los minerales anteriores.

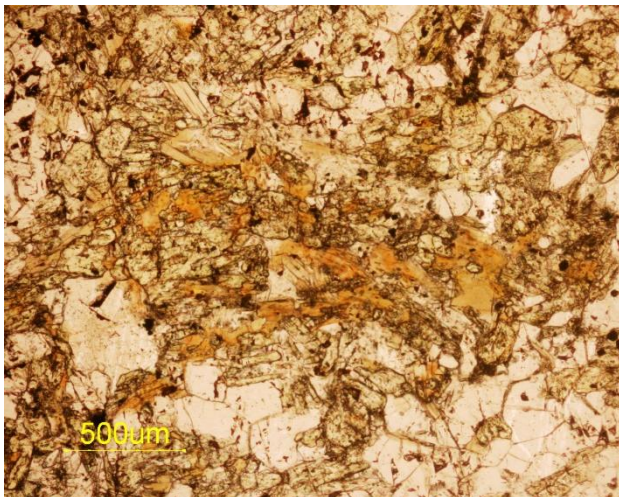


Figura 2.4.4.7. Muestra BG-10a. Luz transmitida, PPL. Xenolito tipo 2 formado por abundante flogopita anaranjada y clinopiroxeno (tono amarillo-verdoso) entre calcita y apatito.

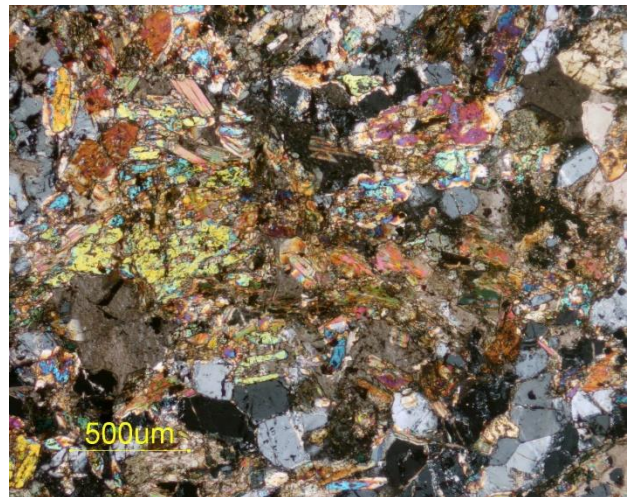


Figura 2.4.4.8. Muestra BG-10a. Luz transmitida, PPL. Xenolito tipo 2 formado por flogopita y clinopiroxeno (colores de interferencia de segundo orden) dominantes, entre calcita y apatito (colores de interferencia grises de primer orden).

2.4.5. FRAGMENTOS DE CALCIOCARBONATITA

Entre las brechas de matriz aillikítica se observan fragmentos de roca carbonatítica que se interpreta que se trata de xenolitos procedentes de la unidad central del complejo de Bonga. Como ocurre con los fragmentos de carbonatita en las brechas de matriz carbonatítica, no presentan prácticamente carbonatos secundarios, de modo que es posible estudiar la paragénesis primaria. Son de morfología subangulosa y su tamaño oscila de centimétrico a decimétrico (figura 2.4.5.1, 2.4.5.2).



Figura 2.4.5.1. Muestra de mano BG-3 preparada para serrar. Brecha de matriz aillikítica formada por fragmentos de calciocarbonatita (tonalidad blanca) entre matriz alnöítica (tonalidad más oscura con textura porfídica).



Figura 2.4.5.2. Muestra de mano BG-6v serrada preparada para realizar lámina delgada. Brecha de matriz aillikítica con un fragmento anguloso de calciocarbonatita entre alnöita de tono gris oscuro y textura porfídica. M

Se trata de carbonatitas plutónicas con una textura fanerítica equigranular de tamaño de grano en el orden milimétrico o inferior. Los fragmentos están compuestos por calcita como mineral mayoritario y único carbonato presente, además de apatito, magnetita, flogopita, pirita, pirocloro, zirconolita y perovskita, éstos en cantidades accesorias.

La calcita forma cristales alotriomórficos de hábito equidimensional de aspecto nítido, con bordes de grano curvos formando puntos triples que indican una cristalización en condiciones magmáticas en equilibrio (figura 2.4.5.3, 2.4.5.4).

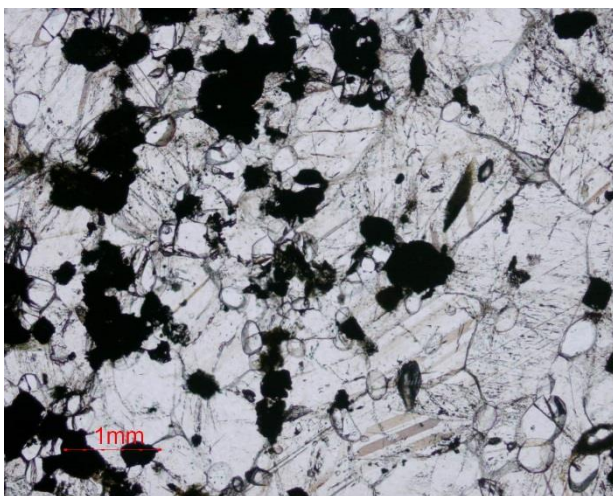


Figura 2.4.5.3. Muestra BG-3b. Luz transmitida, en PPL. Fragmentos de calciocarbonatita. Calcita, apatito (límpido) y magnetita intercrecidos formando puntos triples.

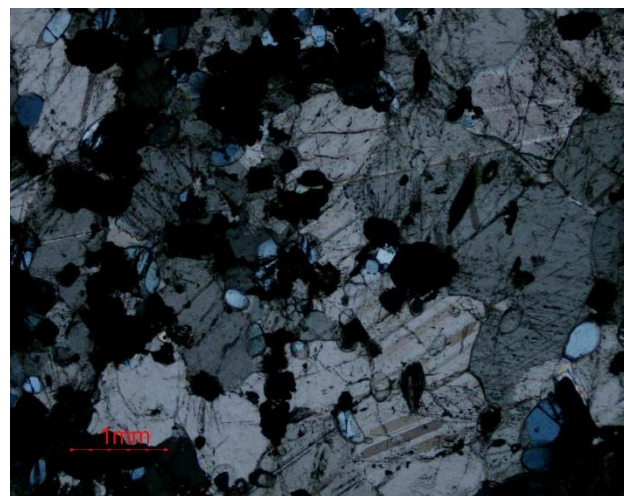


Figura 2.4.5.4. Muestra BG-3b. La imagen anterior, nicoles cruzados. Calcita, apatito (gris) y magnetita intercrecidos formando puntos triples.

El apatito es una fase accesoria que puede llegar a alcanzar el 10% modal. Forma granos equidimensionales de morfología redondeada de aspecto nítido y tamaño variable que oscila entre 0,1 y 0,5 mm entre calcita, magnetita (figura 2.4.5.3 a 2.4.5.6) y flogopita (figura 2.4.5.5, 2.4.5.6, 2.4.5.11, 2.4.5.12). Pueden formar pequeños clústers, algunos con inclusiones de pirocloro de tamaño aproximado de 20 micras (figura 2.4.5.9). Como en otros fragmentos de calciocarbonatita, no contiene flúor en su estructura. Los cristales no presentan ningún tipo de zonación ni alteración secundaria.

La magnetita es un mineral accesorio, apareciendo en una proporción inferior a las de calcita y apatito. Forma cristales hipidiomórficos de tamaño alrededor de 0,5 mm, en equilibrio con apatito, calcita y flogopita (figura 2.4.5.5, 2.4.5.6). En algunos fragmentos de calciocarbonatita la magnetita está asociada a una generación de perovskita de grano muy fino con pirocloro primario (figura 2.4.5.7 a 2.4.5.10). Esta asociación está cocristalizando con apatito y calcita.

Estos fragmentos contienen cristales de flogopita hipidiomórfica en cantidades inferiores al 10% modal. Presenta una tonalidad entre verdosa y anaranjada con un fuerte pleocroísmo y un tamaño entre 0,2 y 0,5 mm. Están intercrecidos en equilibrio entre magnetita hipidiomórfica, calcita y apatito (figura 2.4.5.5, 2.4.5.6).

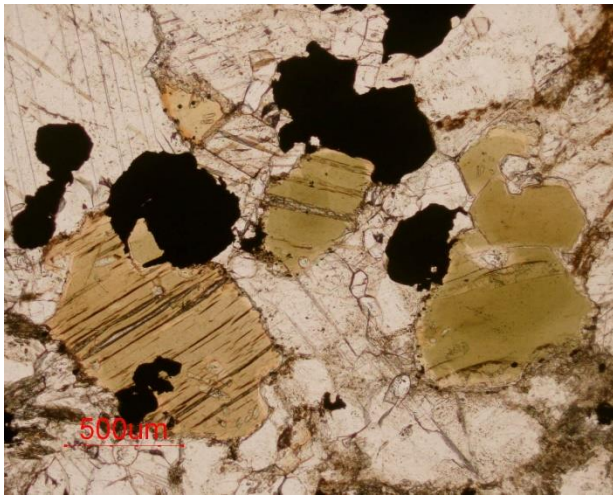


Figura 2.4.5.5. Muestra BG-6v. Luz transmitida, PPL. Intercrecimientos en equilibrio entre magnetita, flogopita (verdosa), calcita y apatito.



Figura 2.4.5.6. Muestra BG-6v. La imagen anterior, con nicoles cruzados. Intercrecimientos en equilibrio entre magnetita, flogopita, calcita y apatito.

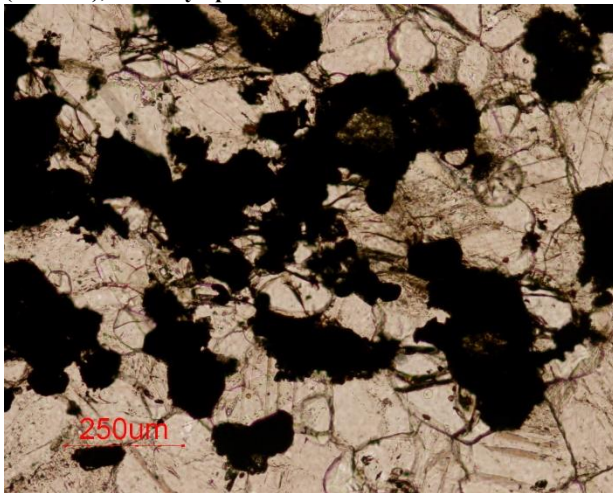


Figura 2.4.5.7. Muestra BG-3b. Luz transmitida, PPL. Cristalización en equilibrio entre calcita, apatito y magnetita opaca, con perovskita de tono marrón en el núcleo de magnetita.

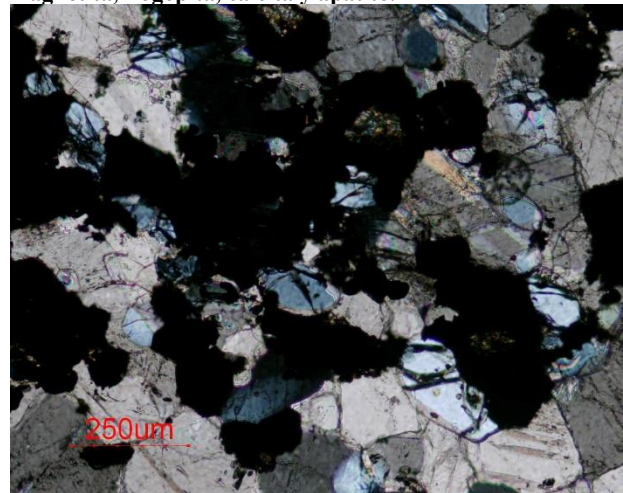


Figura 2.4.5.8 Muestra BG-3b. La imagen anterior con analizador. El apatito presenta colores grises de primer orden, la calcita birrefringencia muy alta.

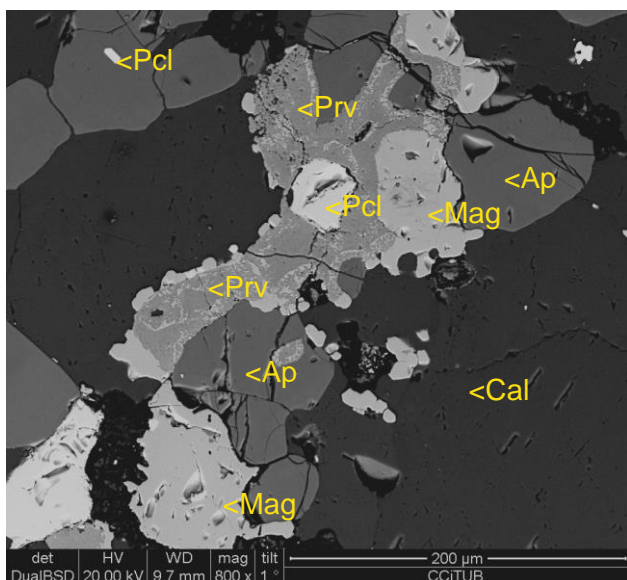


Figura 2.4.5.9. Muestra BG-3b. Imagen de SEM, modo BSE. Intercrecimiento entre calcita (Cal), apatito (Ap), magnetita (Mag) y perovskita nióbica (Prv), con pirocloro (Pcl) en el centro de ésta.

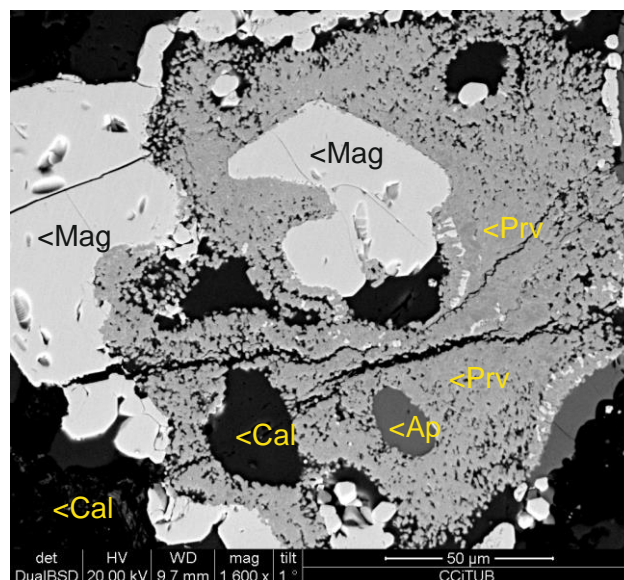


Figura 2.4.5.10. Muestra BG-3b. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle del reemplazamiento de magnetita (Mag) por perovskita nióbica (Prv), entre calcita (Ca) y apatito (Ap).

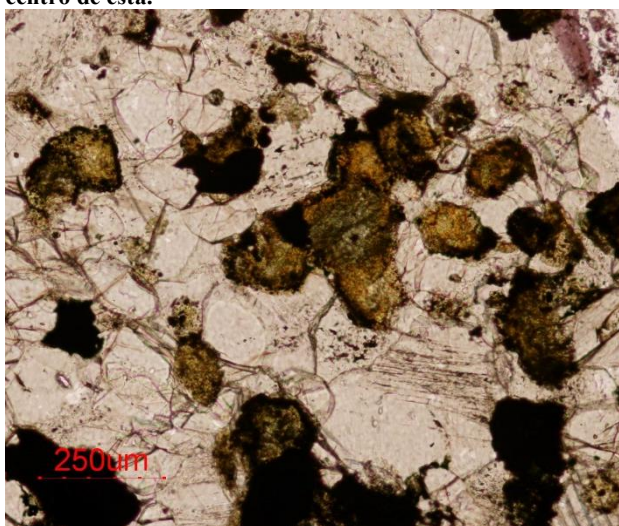


Figura 2.4.5.11. Muestra BG-3b. Luz transmitida, PPL. Asociación primaria de calcita (Cal), apatito (Ap) y flogopita (Phl) que está reemplazada por serpentina, magnetita y pirita (borde opaco alrededor de la mica).

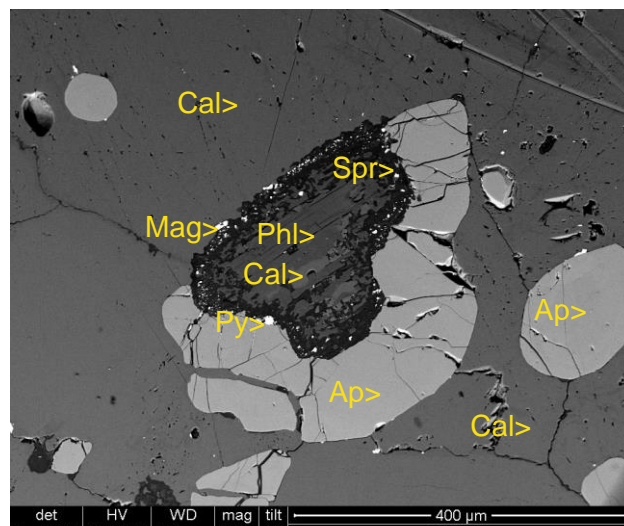


Figura 2.4.5.12. Muestra BG-3b. Imagen de SEM modo BSE. Asociación primaria de calcita (Cal), apatito (Ap) y flogopita (Phl) reemplazada por serpentina (Spr) con magnetita secundaria (Mag) y pirita (py).

Sin embargo, localmente presentan una alteración tardía en bordes de grano, formada por un agregado de grano muy fino de serpentina con magnetita secundaria y pirita (figura 2.4.5.11, 2.4.5.12).

La pirita es una fase muy escasa (con una proporción modal del 1%) que se encuentra intercrecida entre calcita primaria. Forma granos hipidiomórficos de tamaño inferior a 100 micras que en algunos casos pueden contener inclusiones de pirocloro primario. No obstante, como se ha visto puede aparecer como un producto tardío de alteración de la flogopita.

El pirocloro se encuentra en cantidades traza (inferiores al 1%) como pequeñas inclusiones en el interior de apatito, pirita y calcita. Forma cristales alotriomórficos de tamaño muy fino entre 20 y 30 micras. Se trata de una generación con baja proporción de Na que pueden estar reemplazados por otra generación más tardía que forma pequeñas vetillas ricas en U y Ta.

Además, en algunos de los fragmentos de carbonatita se aprecia zirconolita $[(Ca,Y)Zr(Ti,Mg,Al)_2O_7]$, aunque de forma muy localizada. Se trata de una fase que no se identifica en calciocarbonatitas del plug central ni en los diques anulares, unidades que sin embargo contienen

otras fases de Zr, como zircón o baddeleyita (Bambi, 2015). La zirconolita forma cristales de tamaño aproximado de 200 micras, situados entre calcita y asociados a abundante apatito (figura 2.4.5.13). Se trata de granos hipidiomórficos, de hábito prismático corto, con desarrollo radial, con tono rojizo en microscopía de luz transmitida y con una zonación compleja debida a distintos contenidos en HFSE (Nb, Ta, Zr, Ti), U y Th (figura 2.4.5.14). La zirconolita ha reemplazado a calzirtita [$\text{Ca}_2\text{Zr}_5\text{Ti}_2\text{O}_{16}$], de la cual quedan relictos muy corroídos hacia la parte central del cristal (figura 2.4.5.14).

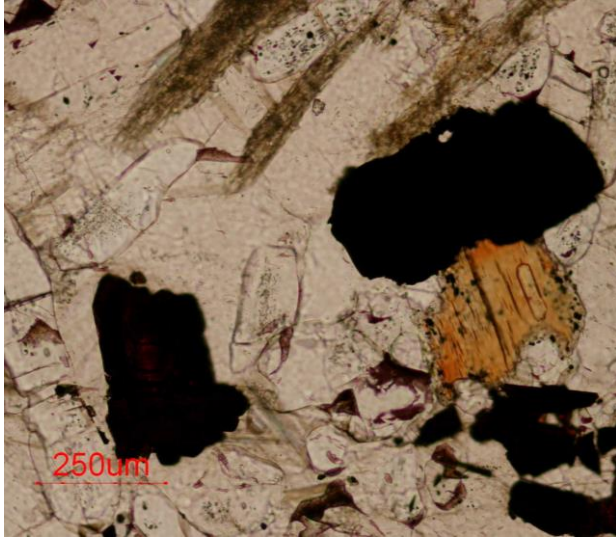


Figura 2.4.5.13. Muestra BG-6v. Luz transmitida, PPL. Zirconolita (abajo izquierda, opaco con un tono ligeramente rojizo) entre calcita, apatito (mayor relieve), flogopita (anaranjada, zonada) y magnetita (cristal parte superior derecha).

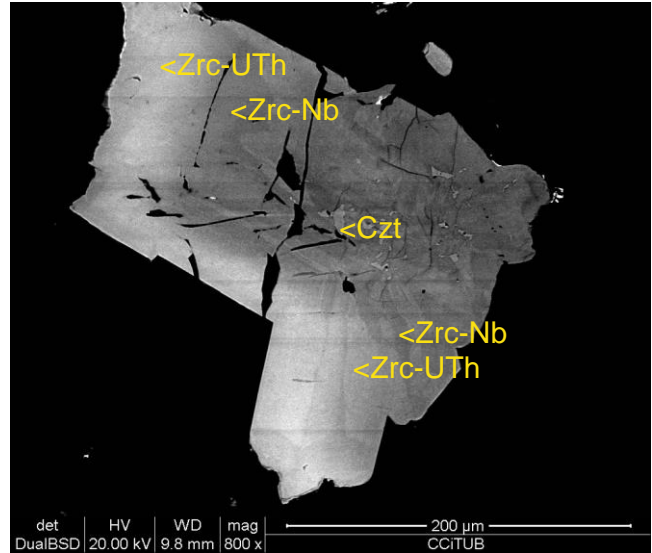


Figura 2.4.5.14. Muestra BG-6v. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de un cristal de calzirtita (Czt) reemplazado por zirconolita (Zrc). Ésta presenta una zonación debida a variaciones en los contenidos de HFSE, U y Th.

2.4.6. MATRIZ AILLIKÍTICA

La matriz de composición aillikítica se distribuye de forma intersticial entre los cuerpos esferoidales de alnöita (figura 2.4.6.1), turjaítas, xenolitos de calciocarbonatitas (figura 2.4.6.2) y de flogopita-apatito-augita.

Los xenolitos presentan bordes corroídos por la mesostasa aillikítica y, en algunos casos, un elevado grado de asimilación, con fracturas rellenas por la matriz; ésta se encuentra constituida principalmente por calcita, augita, flogopita, perovskita, cromita, magnetita y apatito, con un tamaño de grano variable entre 20 y 100 micras (figura 2.4.6.3, 2.4.6.4). Los cuerpos esferoidales presentan bordes mucho más netos.

A menudo estas rocas presentan un elevado grado de alteración, que será discutida aparte debido a sus especificidades.

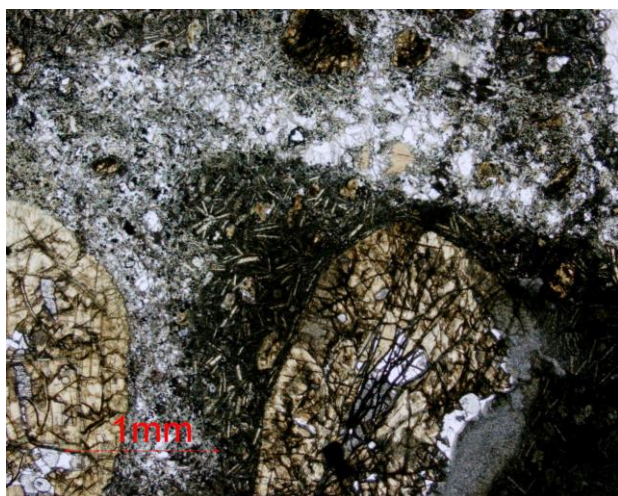


Figura 2.4.6.1. Muestra BG-3a. Luz transmitida, PPL. Esférulas de alnöita con el núcleo formado por olivino serpentinizado envuelto por una mesostasa alnöítica oscura, rica en melilita prismática; el conjunto es envuelto a su vez por una mesostasa aillikítica de grano muy fino de coloración más clara, rica en calcita y flogopita.

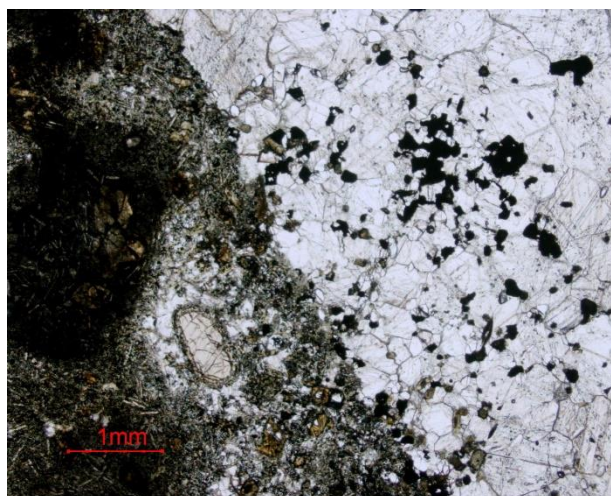


Figura 2.4.6.2. Muestra BG-3b. Luz transmitida, PPL. Xenolito de calciocarbonatita (derecha de la imagen) y esferoides de alnöita (más oscuro, izquierda) envueltos por una mesostasa aillikítica intersticial rica en flogopita y calcita. Nótese que la carbonatita está parcialmente asimilada, pero la alnöita tiene unos bordes más bien definidos.

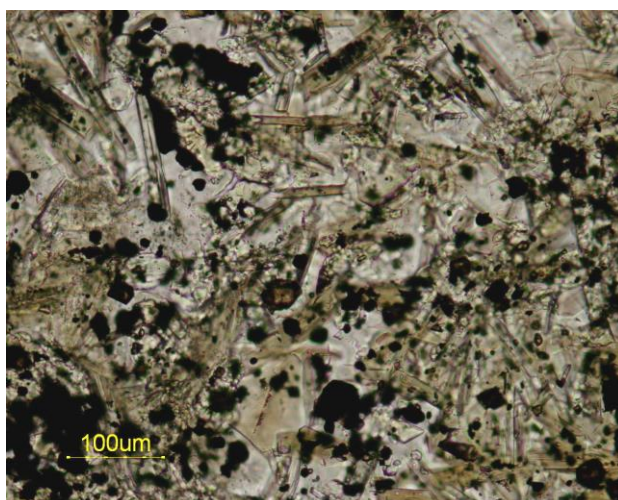


Figura 2.4.6.3. Muestra BG-10a. Luz transmitida. PPL. Fotografía de detalle de la mesostasa aillikítica. Está compuesta por flogopita tabular con calcita intersticial, además de augita, perovskita y minerales opacos (principalmente, cromita con sobrecrecimientos de magnetita). El tamaño de los granos es en su mayoría inferior a 50 micras.

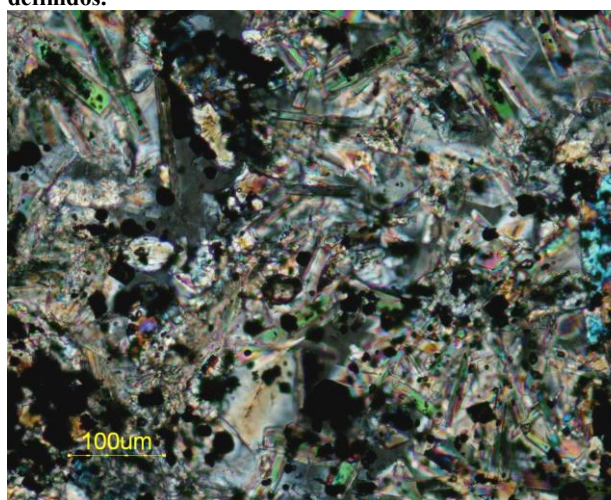


Figura 2.4.6.4. Muestra BG-10a. La imagen anterior, con nicoles cruzados. Mesostasa aillikítica formada por láminas de flogopita entre calcita (birrefringencia alta), augita intersticial (colores de segundo orden) y opacos.

2.4.6.1. Microcristales de la mesostasa

Flogopita

La flogopita es uno de los componentes importantes de la mesostasa aillikítica (en torno al 30% modal de promedio, figuras 2.4.6.3 a 2.4.6.10) y forma cristales idiomórficos de hábito tabular, de unas 100 micras de dimensión máxima, con una zonación concéntrica caracterizada por un núcleo rico en Fe y Ti, con un borde empobrecido en ambos (figura 2.4.6.6, figura 2.4.6.9). La flogopita es de tonalidad anaranjada a verdosa. Se trata de una fase mayoritaria en la roca, aunque no obstante se encuentra en proporciones muy variables, entre el 25% (figura 2.4.6.5) y hasta un 50% modal (figura 2.4.6.3). La flogopita suele presentar una zonación composicional irregular debido a las variaciones de Fe, Ti y Ba. Se observan áreas ricas en Ti y Ba, más brillantes en imágenes de SEM en modo BSE, en los bordes del mineral (figura 2.4.6.6). Sin embargo, también presenta zonas ricas en Ti en el centro de los granos (figura 2.4.6.7). La flogopita suele tener inclusiones de magnetita de pocas micras de diámetro, y se ve sobrecrecida por augita en los bordes de grano.

Augita

La augita es diopsídica y tiene morfología alotriomórfica subredondeada, presentando un tamaño inferior a 50 micras (figura 2.4.6.7 a 2.4.6.9). Este piroxeno puede presentar variaciones en su composición, con zonas irregulares con un mayor contenido en Ti (figura 2.4.6.9). Su proporción es muy variable, alrededor del 5% modal. En lámina delgada es incolora o con un tono pardo muy pálido. Aparentemente, no se distingue en ella maclado. Puede estar zonada, con zonas de borde más ricas en Ti. A menudo está incluida en cristales de calcita.

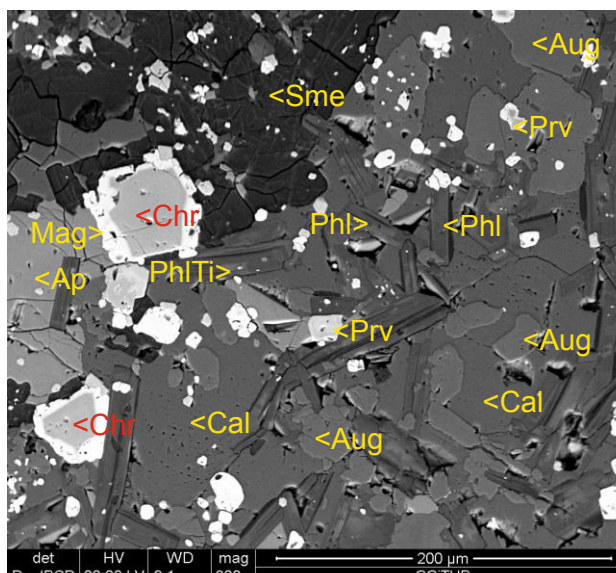


Figura 2.4.6.5. Muestra BG-3b. Imagen de SEM modo BSE. Mesostasa aillikítica con calcita (Cal) con inclusiones de augita (Aug), flogopita (Phl) con núcleos ricos en Ti (PhlTi) y perovskita (Prv). En la parte izquierda superior, con aspecto más oscuro, se aprecia el canto de un esferoide de alnoíta con cromita (Chr) con un borde de reacción de magnetita (Mag), además de apatito (Ap) y esmectitas (Sme) que reemplazan melilita.

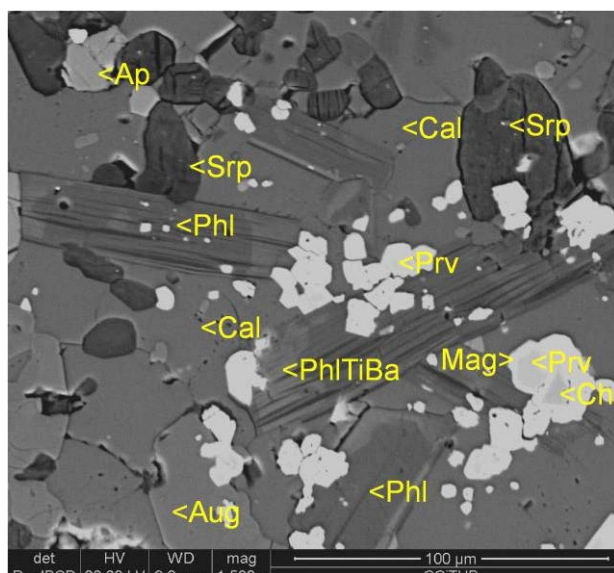


Figura 2.4.6.6. Muestra BG-3b. Imagen de SEM modo BSE. Mesostasa aillikítica, con olivino reemplazado por serpentina (Srp) envuelto por calcita (Cal) con augita (Aug) intercrecida. Láminas de flogopita (Phl) zonadas, con bordes más brillantes con una proporción mayor de Ti y Ba (PhlTiBa). Entre calcita se aprecian cristales de cromita (Chr) y de perovskita (Prv) sobrecrecidos por un borde de magnetita (Mag).

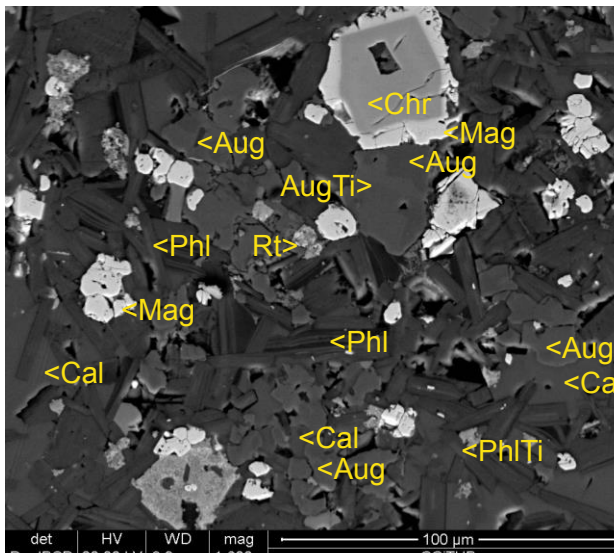


Figura 2.4.6.7. Muestra BG-10a. Imagen de SEM, modo BSE. Mesostasa aillikítica formada por flogopita (Phl) con zonas ricas en Ti (PhlTi), calcita (Cal), augita zonada, con zonas más diopsídicas (Aug) y augita titánica (AugTi), cromita (Chr) con un sobrecrecimiento de magnetita (Mag) y rutilo (Rt).

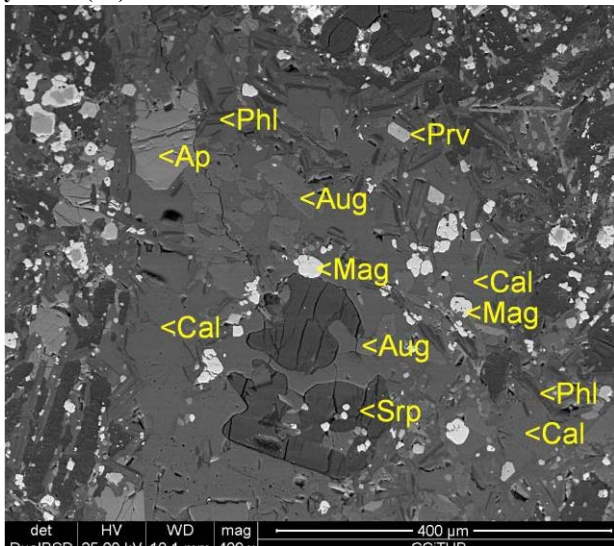


Figura 2.4.6.9. Muestra BG-3a. Imagen de SEM modo BSE. Matriz de calcita (Cal), augita (Aug), flogopita (Phl), magnetita (Mag), olivino serpentizado (Srp) y perovskita (Prv). A la izquierda se ve una parte de un esferoide de alnöita, con cristales prismáticos de melilita alterados.

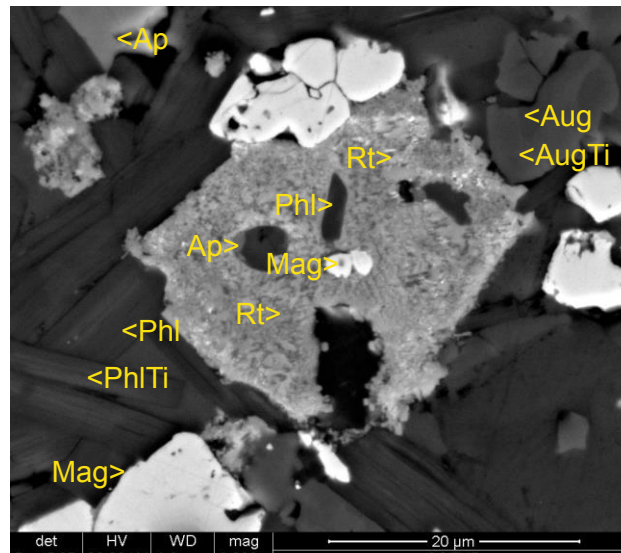


Figura 2.4.6.8. Muestra BG-10a. Imagen de SEM modo BSE. Rutilo (Rt) reemplaza perovskita primaria, con inclusiones de apatito (Ap), magnetita (Mag) y flogopita (Phl). Nótese zonado en el piroxeno, desde augita más diopsídica (Aug) a augita titánica (AugTi), y en la flogopita, desde flogopita (Phl) a flogopita titánica (PhlTi).

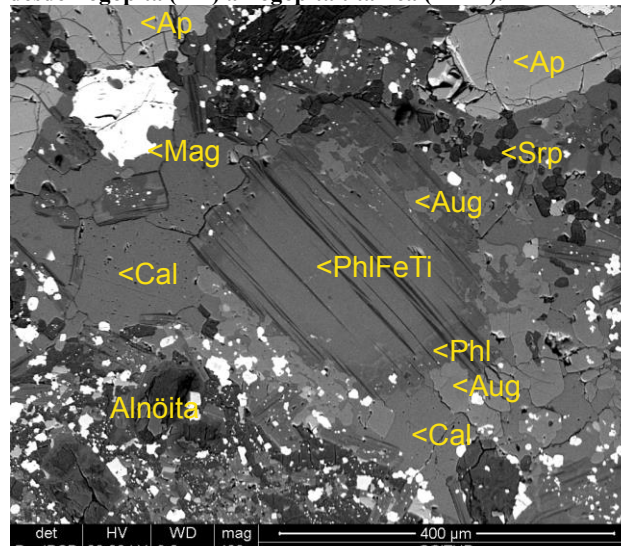


Figura 2.4.6.10. Muestra BG-3b. Imagen de SEM modo BSE. Microfenocristales de apatito (Ap), magnetita (Mag) y xenocristales de flogopita zonada, con núcleo rico en Ti (PhlFeTi), y borde pobre en Ti (Phl), reemplazados por una mesostasa con calcita (Cal) y augita (Aug) de la matriz. En la parte inferior de la imagen, esferoide de alnöita.

Calcita

La calcita es otro componente importante de estas rocas, con una proporción modal en promedio algo inferior al 30%. Forma cristales anédricos, de aspecto nítido y tamaño inferior a 0,5 mm distribuidos de forma intersticial entre las demás fases de la mesostasa, que pueden ser poiquilíticos, englobando especialmente augita u olivino alterado (figura 2.4.6.6).

Olivino

Los cristales de olivino de la mesostasa de las aillikitas son redondeados, de pocas decenas de micras, encontrándose completamente serpentizados en todas las muestras analizadas hasta el

momento (figura 2.4.6.6, 2.4.6.9). No es muy común en estas rocas, y sus proporciones modales son inferiores al 5%.

Perovskita

La perovskita está en proporciones accesorias, inferiores al 5% modal. Aparece en forma de cristales hipidiomórficos de tamaño entre 10-20 micras, con tonalidad marrón en algunos casos; a menudo se distingue un borde de magnetita a su alrededor (figura 2.4.6.6). No obstante, la perovskita puede contener inclusiones de apatito, flogopita y magnetita. Puede presentar internamente una textura esponjosa debida a que está parcialmente pseudomorfizada por rutilo (figura 2.4.6.8.)

Minerales del grupo de las espinelas

En proporciones modales muy variables (entre el 3-10%), se identifican cristales de cromita idiomórficos y equidimensionales, de hasta unas 30 micras de diámetro, en mayor o menor medida reemplazados por magnetita (figura 2.4.6.5, 2.4.6.7). En la cromita no se aprecia aparentemente zonado.

Minerales del grupo del apatito

Entre la matriz rica en calcita, se han podido identificar escasos cristales alotriomórficos redondeados de apatito (<1% modal), que presentan un tamaño de grano de entre 10 y 20 micras (figuras 2.4.6.6, 2.4.6.8).

2.4.6.2. Macrocristales

Es complicado establecer qué minerales son xenocristales y cuáles fenocristales en estas rocas, puesto que no siempre hay macrocristales y, cuando los hay, generalmente están alterados. No obstante, es frecuente que estos cristales presenten redondeamiento y un cierto grado de reemplazamiento por parte de la mesostasa aillikítica. Tal es el caso del olivino y, en menor medida, del piroxeno.

Olivino

Sus cristales son de tamaño de grano pequeño a medio, desde menos de 1 mm hasta algunos centímetros. Son siempre de morfología redondeada, y aparentemente han sido corroídos por la matriz. Por consiguiente, es probable que correspondan a xenocristales. No presentan zonado, y casi siempre están alterados en mayor medida a serpentinatas y otros filosilicatos, que se describirán aparte.

Clinopiroxenos

Se presenta en forma de cristales milimétricos, de tendencia idiomórfica, pero que se encuentran corroídos por la matriz. Por ello, es posible que se trate de fenocristales. Presentan zonado evidente, con un enriquecimiento de color rosado hacia los bordes, indicando enriquecimiento en Ti, aunque en algunos casos se observa una zonación inversa, con bordes

diopsídicos de tono incoloros (figura 2.4.6.11 y 2.4.6.12). No se distingue maclado ni exsoluciones en ellos. Por lo común están alterados a filosilicatos, calcita y granate.

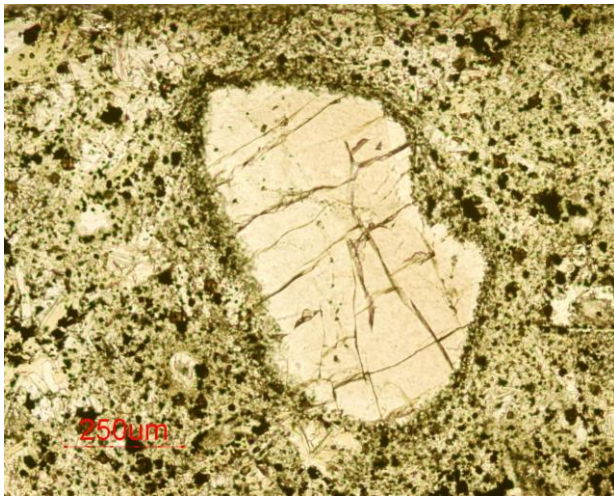


Figura 2.4.6.11. Muestra BG-10a PPL. Macrocristal de clinopiroxeno con los bordes corroídos por la matriz aillikítica.



Figura 2.4.6.12. Muestra BG-10a PPL. Imagen anterior con Macrocristal de clinopiroxeno con los bordes corroídos por la matriz aillikítica.

Micas

Algunas micas de composición flogopítica, situadas cerca de xenolitos disgregados de calciocarbonatitas o cuerpos de magnetita-apatito, pueden corresponder a xenocristales procedentes de asimilación de estas rocas por el magma carbonatítico. Estos cristales presentan un tamaño de grano de hasta 0,2 mm. Estos cristales se ven muy corroídos por la mesostasa aillikítica (figura 2.4.6.9), y su composición es diferente de la de los cristales de la mesostasa.

Grupo del apatito

También se han determinado cristales de apatito en situación análoga a la de flogopita, muy reemplazados por la matriz, y que posiblemente sean xenocristales originarios de fragmentos de calciocarbonatitas o de cuerpos de magnetita-apatito. Sus cristales tienen asimismo un tamaño de hasta 0,2 mm y se encuentran en los bordes de los fragmentos de rocas carbonatíticas parcialmente asimilados, y están envueltos por calcita.

Magnetita

En el caso de los macrocristales de magnetita parece claro que se trata de xenocristales asimilados desde los cuerpos de magnetita-apatito, puesto que se encuentran a menudo en la inmediata proximidad de éstos. Además, la magnetita forma xenocristales irregulares, fragmentados, cuyo tamaño es variable, pero que pueden superar varios milímetros, con una morfología corroída debido a una intensa reacción con la matriz aillikítica secundaria que los envuelve y se ven reemplazados por ésta (figura 2.4.6.13). Como en los cuerpos de magnetita-apatito, también presentan exsoluciones de espinela rica en titanio, muy finas y abundantes, de longitud aproximada entre 1 y 5 micras, que muy posiblemente sean correspondientes a ulvöspinel. Estas exsoluciones se disponen orientadas siguiendo los planos {111} de exfoliación (figura 2.4.6.14). Además, la magnetita puede contener inclusiones redondeadas de unas 50 micras de

apatito y calcita, así como inclusiones de tamaño menor de sulfuros de Ni-Co y pentlandita (figura 2.4.6.15).

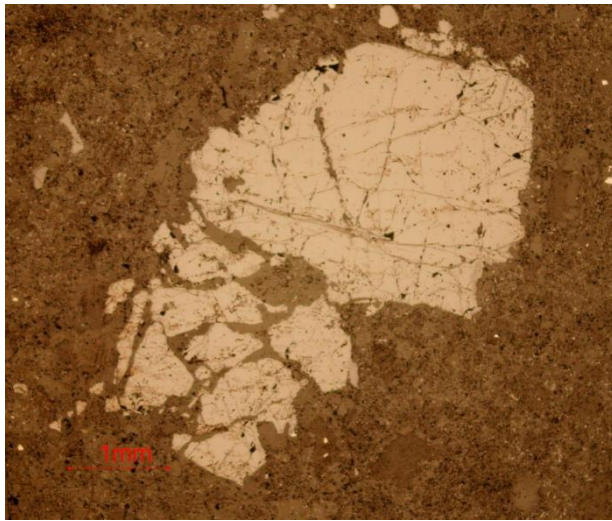


Figura 2.4.6.13. Muestra BG-6u. Imagen con luz reflejada, PPL. Xenocristal de magnetita irregular fuertemente reemplazado por la matriz aillikítica.

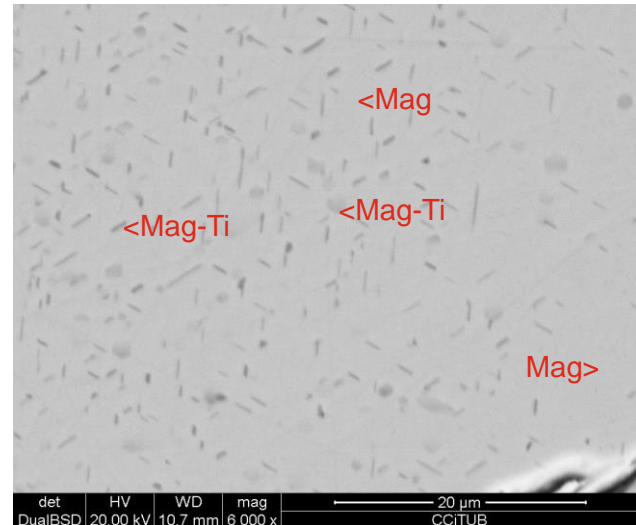


Figura 2.4.6.14. Muestra BG-6u. Imagen con luz reflejada. Detalle a gran aumento del xenocristal de magnetita de la imagen anterior; nótese exsoluciones orientadas de ulvöspinel en la magnetita.

Cromita

El caso de la cromita es más complejo. Sus macrocristales alcanzan hasta 0.3 mm, con aspecto octaédrico aunque subredondeados, con una ligera zonación concéntrica (figura 2.4.6.16). De este modo, se observa una banda más oscura en la zona externa del cristal como consecuencia de un aumento de la proporción de Al y la correspondiente disminución de las proporciones de Cr y Mg (figura 2.4.6.17). Los cristales de cromita presentan un sobrecrecimiento en el contacto con la matriz formado por pequeños cristales de magnetita, de un grosor de decenas de micras, en todo análogos a los que sobrecrecen a la cromita de la matriz. Por todo ello, subyace una duda de si estos cristales no son fenocristales.

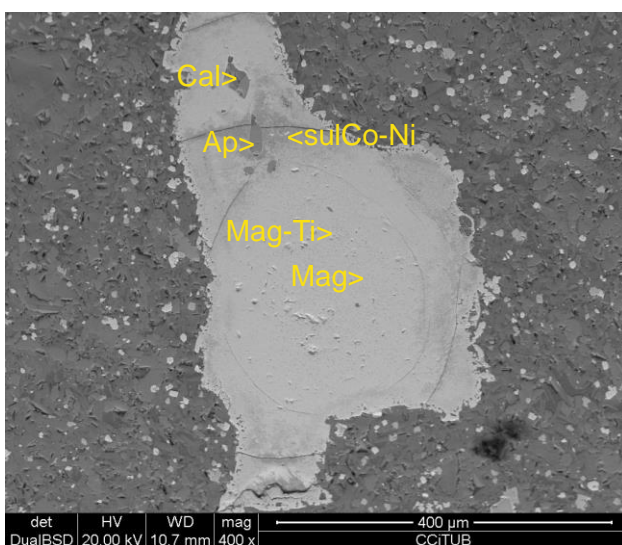


Figura 2.4.6.15. Muestra BG-10b. Imagen de SEM, en modo BSE. Xenocristal de magnetita (Mag) con exsoluciones ricas en Ti (Mag-Ti) e inclusiones de apatito (Ap), calcita (Cal) y sulfuros indeterminados de Ni-Co (SulCo-Ni).

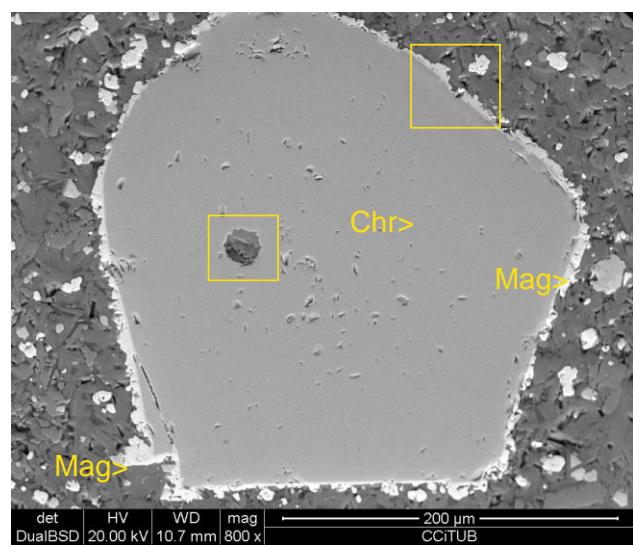


Figura 2.4.6.16. Muestra BG-10b. Imagen de SEM modo BSE. Cristal de cromita (Chr) con un borde de magnetita (Mag) a su alrededor y con inclusiones redondeadas de fundido recrystalizado en su interior (vista general; véase detalle en la página siguiente).

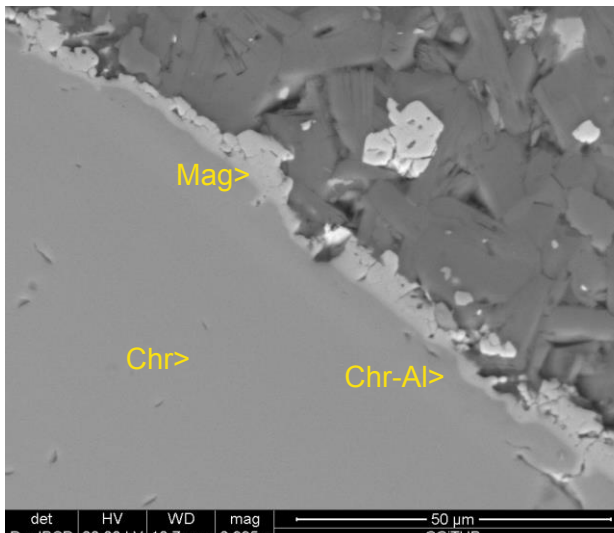


Figura 2.4.6.17. Muestra BG-10b. Imagen de SEM, en modo BSE. Detalle de la parte externa del cristal de cromita anterior (Chr), con una zona más oscura de mayor proporción en Al (Chr-Al) y borde de magnetita (Mag).

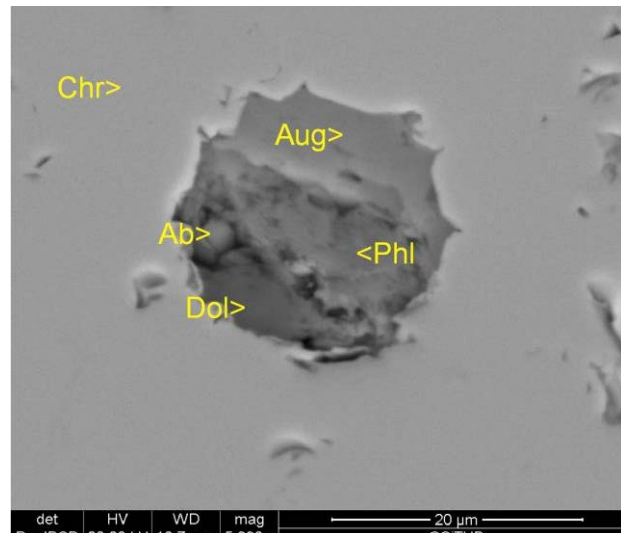


Figura 2.4.6.18. Muestra BG-10b. Imagen de SEM, en modo BSE. Inclusión en la cromita de la imagen anterior (Chr), rellena de flogopita (Phl), dolomita (Dol), augita (Aug) y una fase de Na que puede corresponder a albita.

Por otra parte, los cristales de cromita contienen inclusiones redondeadas de fundido recrystalizado, con un tamaño aproximado de 20 micras. Estas inclusiones están constituidas principalmente por flogopita, augita y dolomita, pero además se han observado fases alcalinas correspondientes a silicatos de Na de tamaño muy fino, que podrían corresponder a feldespatos alcalinos de tipo albita, según el análisis cualitativo obtenido con SEM-EDS (figura 2.4.6.18). En conjunto, la composición mineral de la inclusión la asemeja a la de un magma de composición damtjernítica, y podría corresponder a la cristalización de una inclusión de fundido atrapada de un magma de estas características. No obstante, este tipo de magmas no se han observado hasta el presente en los intrusivos de Bonga, por lo que lo más probable es que estos cristales sean asimismo xenocristales.

2.4.6.3. Vacuolas

Como se ha visto, la calcita es una fase común de la mesostasa, donde ocupa los espacios intersticiales entre las anteriores especies minerales (figura 2.4.6.19, 2.4.6.20).

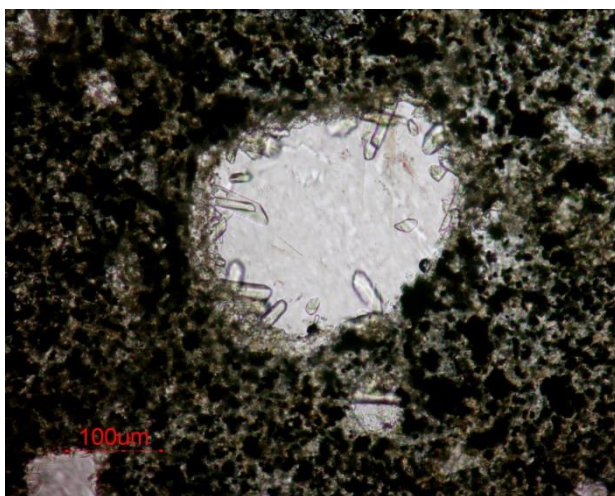


Figura 2.4.6.19. Muestra BG-14c. PPL. Vacuola redondeada rellena de calcita, con un borde de cristales prismáticos idiomórficos de diópsido.

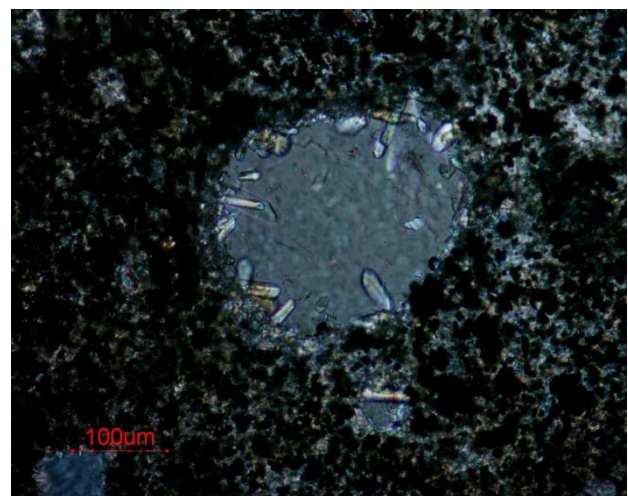


Figura 2.4.6.20. Muestra BG-14c. La imagen anterior, con nículos cruzados. Nótese que la calcita es un monocristal.

Además, suele formar cuerpos subesféricos de tamaño superior a 100 micras, en el borde de los cuales se distribuyen cristales idiomórficos de hábito prismático de diópsido de tamaño de grano muy fino en contacto con la mesostasa, los cuales crecen de forma centrípeta hacia el centro del esferoide (figura 2.4.6.19). La cristalización de diópsido parece que rellena cavidades abiertas, y no parece que se trate del reemplazamiento de algún antiguo cristal. Por consiguiente, estos cuerpos podrían ser el relleno de cavidades geódicas, por lo que en este caso podrían tratarse de vacuolas rellenas de calcita. Todo ello sugiere que puede que haya diversas generaciones de calcita. Por ello, se espera poder realizar en el futuro el correspondiente estudio químico o con catodoluminiscencia para poder discriminar si hay varias generaciones y poder establecer su origen.

2.4.6.4. Alteración subsólidos de las aillikitas

Se han encontrado aillikitas alteradas en su casi totalidad por asociaciones de micas ricas en Na (de composición cercana al término extremo aspidolita $[(Na,K)Mg_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2]$) y por granates de la serie andradita – schorlomita $[Ca_3(Fe^{3+},Ti)_2(SiO_4)_3]$. La alteración afecta tanto a los megacrismas como a la matriz aillikítica (figura 2.4.6.21, 2.4.6.22).

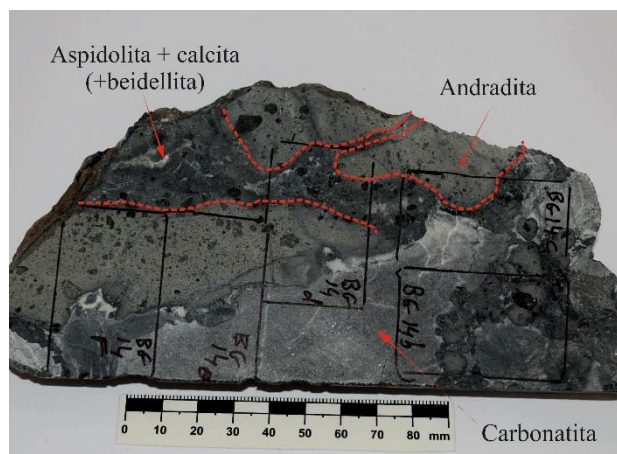


Figura 2.4.6.21. Muestra de mano BG-14 serrada lista para realizar lámina delgada. Cuerpos de aillikita alterados a andradita y aspidolita, calcita y beidellita.



Figura 2.4.6.22: Muestra de mano BG-10a serrada lista para realizar lámina delgada. Aillikita fuertemente alterada por aspidolita.

2.4.6.4.1 Alteración de los megacrismas

Olivino

Se identifican hasta tres grados de reemplazamiento de este mineral. La alteración precoz de olivino se realiza a partir de microfracturas internas y bordes de grano, o por fracturas tardías que cortan al conjunto de la roca, a partir de todas estas discontinuidades se ve reemplazado por minerales del grupo de las serpentinas de grano muy fino (figura 2.4.6.23 y 2.4.6.24).

En un estadio más avanzado el olivino puede verse alterado completamente por minerales del grupo de las serpentinas (figura 2.4.6.25 y 2.4.6.26).

Un tercer grado de alteración de xenocrismas de olivino, con tono marrón-verdoso, se caracteriza por tener un núcleo pseudomorfizado por una asociación de calcita, talco y serpentina de grano muy fino (figura 2.4.6.27 y 2.4.6.28) y un borde rico en aspidolita. La presencia de talco en el núcleo se ha confirmado mediante análisis de espectroscopia Raman (figura 2.4.6.29). La envuelta externa tiene unas 100 micras de grosor y un tono verde claro, estando formada por mezclas de calcita con plaquitas de aspidolita, el equivalente sódico de la flogopita, de composición $(Na,K)_2Mg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ y de tono verde muy pálido (figura 2.4.6.27, 2.4.6.30, 2.4.6.31);

puede haber además algunos granos diseminados de pentlandita de tamaño de grano fino. Talco y aspidolita pueden reemplazar completamente los cristales de olivino (figura 2.4.6.32 y 2.4.6.33). El tamaño de grano muy fino de las partículas de este mineral y su mezcla con los otros minerales dificulta su identificación con microsonda. Por ello, se ha realizado un análisis por espectroscopia Raman, que se asemeja al patrón de flogopita teórico de la base de datos de *rruff*. Desafortunadamente, esta base de datos no cuenta con patrón de aspidolita. Sin embargo los picos están ligeramente desplazados, posiblemente por la presencia de Na^+ y las otras bandas de menor intensidad no coinciden con la flogopita teórica (figura 2.4.6.34).

Augita

Además de los megacristales de olivino, en la matriz aillikítica son asimismo abundantes los megacristales de augita titánica parcialmente reabsorbidos por la matriz, que se ven asimismo subsecuente afectados por la alteración hidrotermal (figura 2.4.6.35). Esta alteración puede ser parcial o total, y cuando se examina en detalle se aprecia que consta de asociaciones de calcita y granate cálcico de tipo andradita (figura 2.4.6.36), alteración que también se produce en los megacristales de piroxenos de las alnöitas.



Figura 2.4.6.23. Muestra BG-6u. Luz transmitida. PPL. Xenocristal de olivino serpentinizado por los bordes de grano y según fracturas que cortan al conjunto de la roca. Entre matriz aillikítica de grano fino.

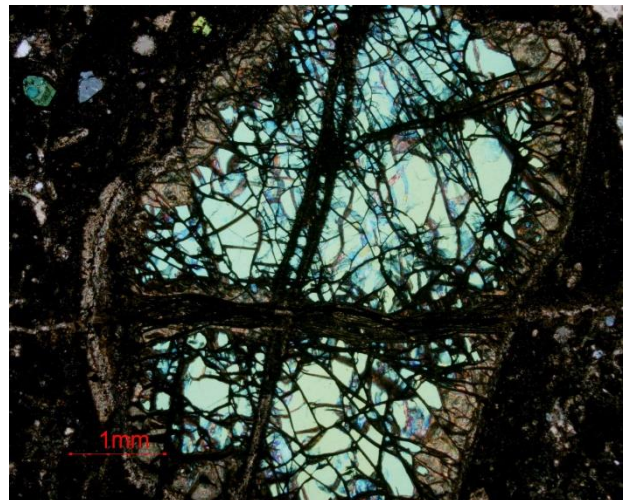


Figura 2.4.6.24. Muestra BG-6u. La imagen anterior, con nicoles cruzados.



Figura 2.4.6.25 Muestra BG-14b. Luz transmitida. PPL. Xenocristal de olivino totalmente serpentinizado y fracturado envuelto por la matriz de aillikita.



Figura 2.4.6.26. Muestra BG-14b. La imagen anterior, con nicoles cruzados.

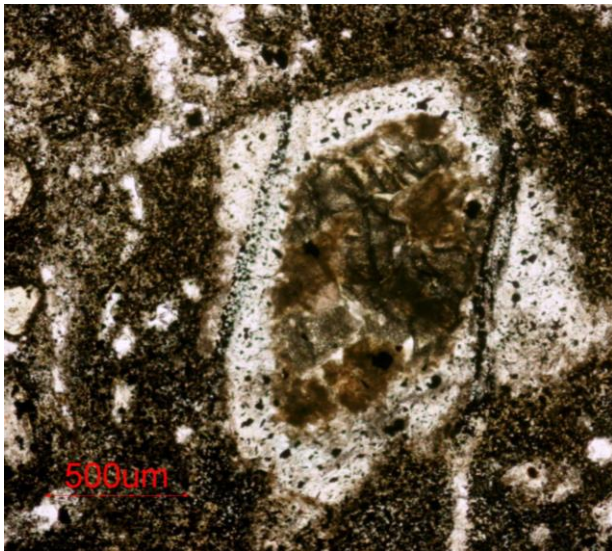


Figura 2.4.6.27: Muestra BG-6u. Luz transmitida, PPL. Xenocrystal de olivino con núcleo de talco, serpentina y calcita y un borde de reacción de grano fino formado por aspidolita.

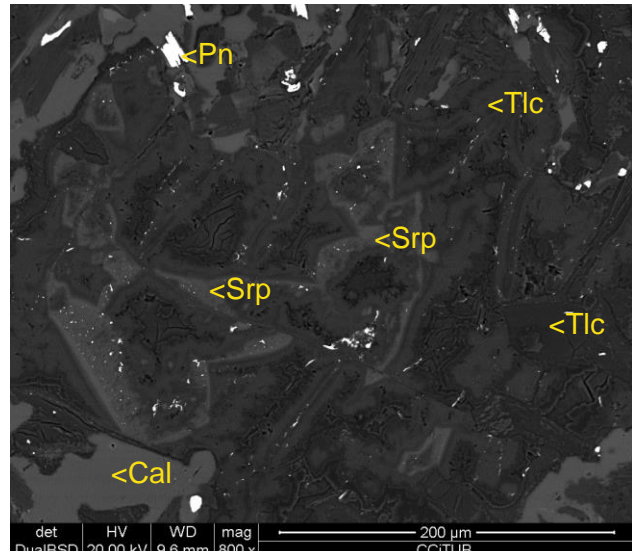


Figura 2.4.6.28: Muestra BG-6v. Imagen de SEM, en modo BSE. Detalle del centro de un megacrystal de olivino reemplazado por sucesiones de talco (Tlc) con calcita (Cal) y minerales del grupo de la serpentina (Srp) y pentlandita (Pn).

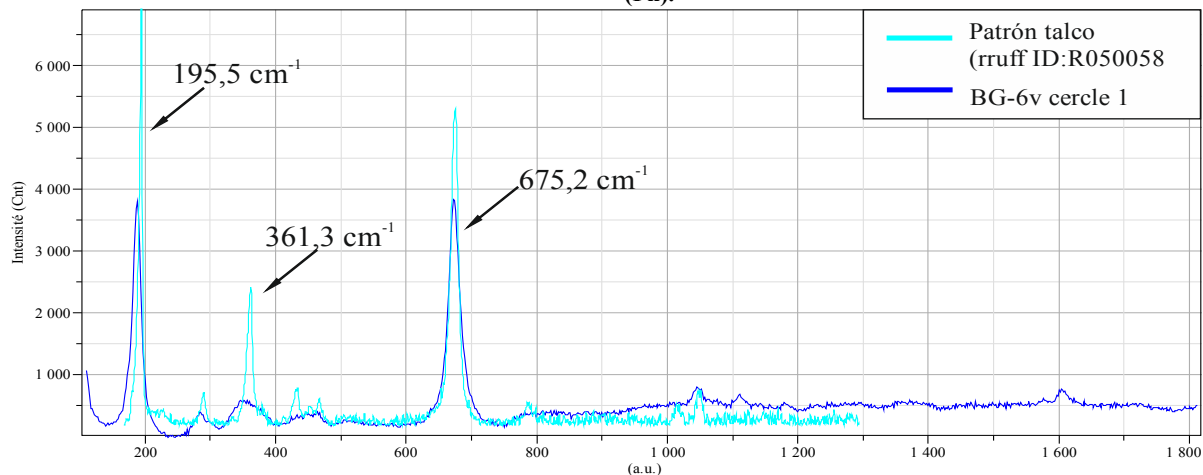


Figura 2.4.6.29: Muestra BG-6v. Espectro Raman del filosilicato de alteración del núcleo de los megacrystalos de olivino (asociado con calcita), comparado con el espectro Raman del patrón de talco. Patrón de talco con ID: R050058 extraído de *RRUFF Project website*.

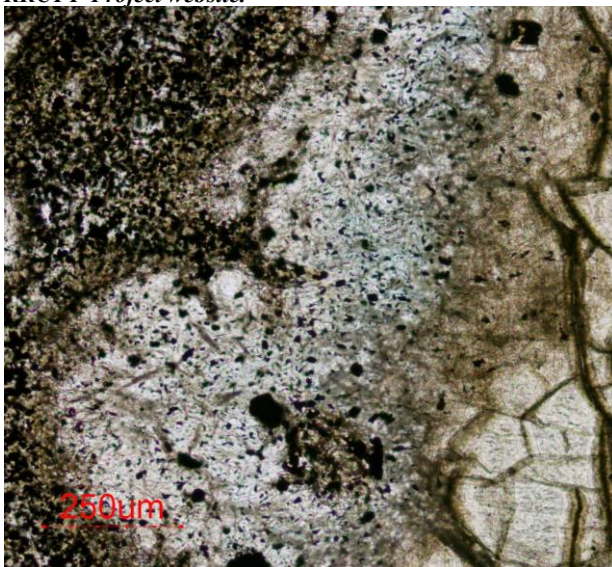


Figura 2.4.6.30: Muestra BG-6v. Luz transmitida, PPL. Detalle del borde de calcita, talco y sulfuros opacos rodeando un megacrystal de olivino alterado.

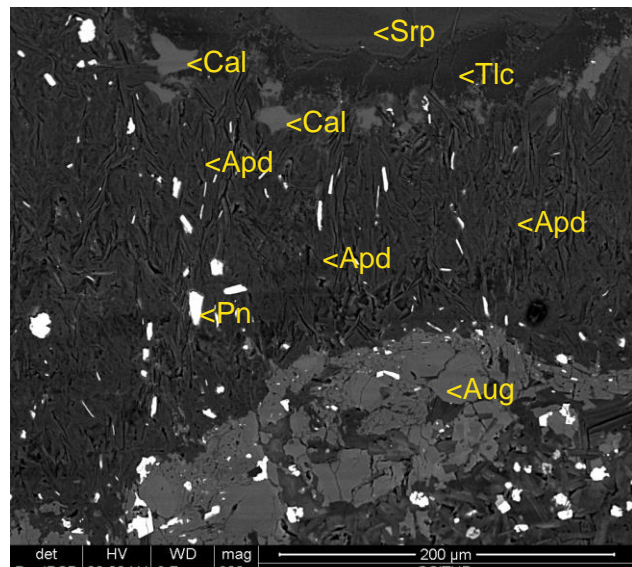


Figura 2.4.6.31: Muestra BG-6v. Imagen de SEM modo BSE. Detalle del borde de olivino serpentizado (Srp), con talco (Tlc) y calcita (Cal) con pentlandita (Ptn) y aspidolita (asp). Hay abundante augita (Aug) alterada en contacto con la matriz.

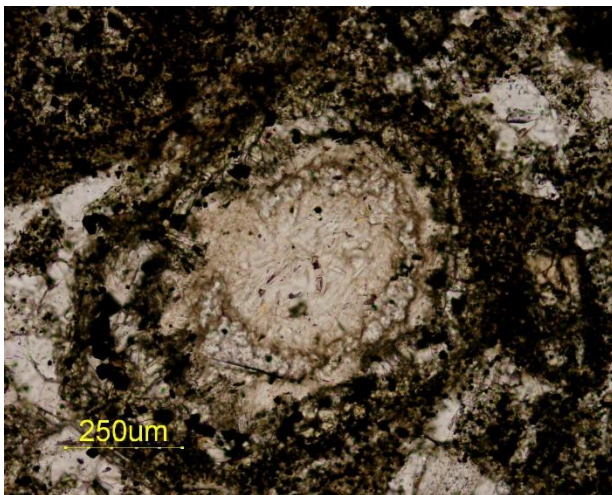


Figura 2.4.6.32. Muestra BG-6u. Luz transmitida, PPL. Cristal de olivino totalmente pseudomorfizado por talco en el centro y aspidolita de grano fino en el borde.

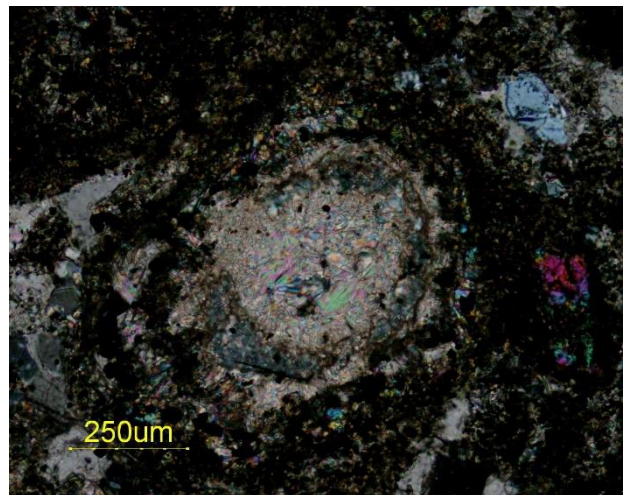


Figura 2.4.6.33. Muestra BG-6u. PPL. La imagen anterior con polarizadores cruzados.

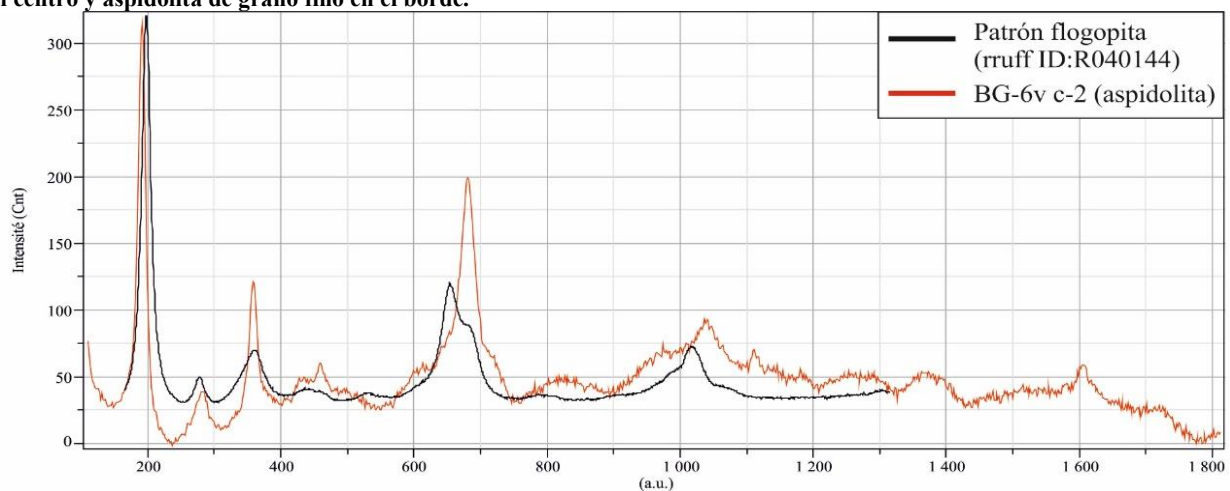


Figura 2.4.6.34. Muestra BG-6v. Espectro Raman de la aspidolita de alteración de los bordes de los megacristales de olivino, comparado con el espectro Raman del patrón de la flogopita (patrón de flogopita con ID: R060320 extraído de *RRUFF Project website*). Nótese cambios en la posición de las bandas, que pueden estar relacionados con las diferencias de la composición química entre ambos minerales (la aspidolita de los bordes de los megacristales alterados es predominantemente rica en sodio).

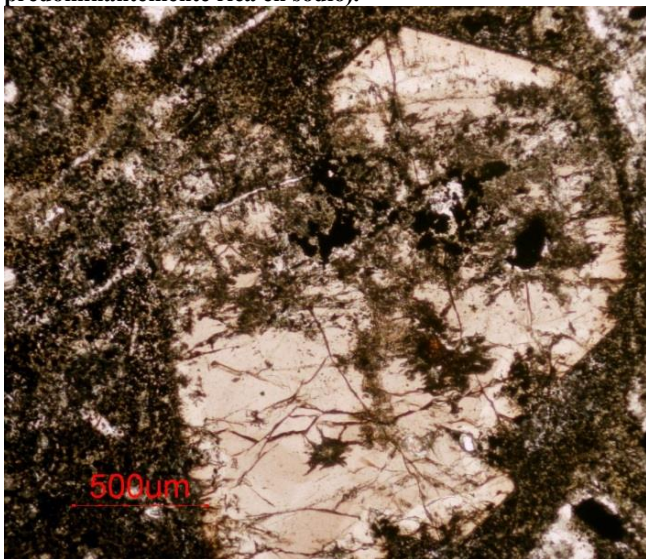


Figura 2.4.6.35. Muestra BG-6u. PPL. Fenocristal idiomórfico de augita titánica con hábito prismático corto y zonación concéntrica, parcialmente reabsorbido en sus bordes de grano por la matriz aillikítica y alterado según fracturas.

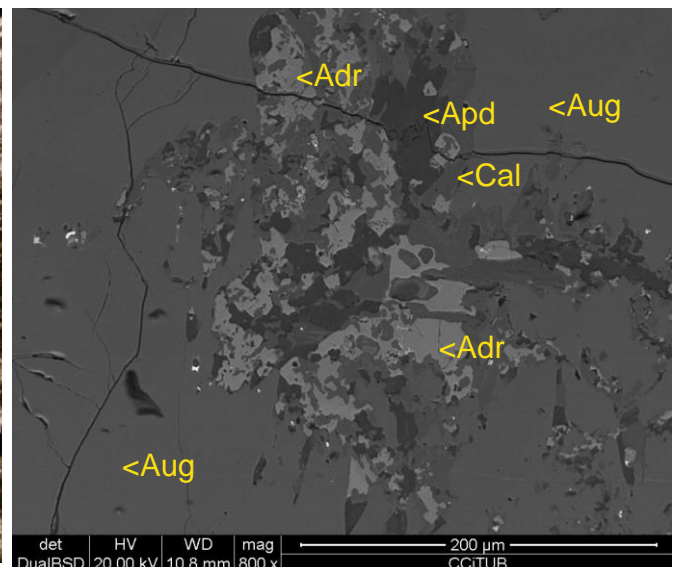


Figura 2.4.6.36. Muestra BG-6u. Imagen de SEM, en modo BSE. Detalle de la alteración del fenocristal de augita titánica de la imagen anterior (Aug), reemplazado internamente a partir de vetillas por intercrecimientos simplectíticos de agregados de andradita (Adr), aspidolita (Apd) y calcita (Cal).

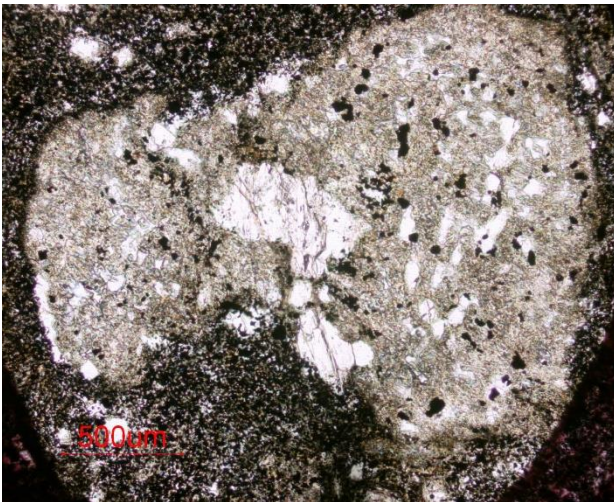


Figura 2.4.6.37. Muestra BG-6u. Luz transmitida. PPL. Xenocrystal de augita con inclusiones de apatito y magnetita reemplazado por calcita.

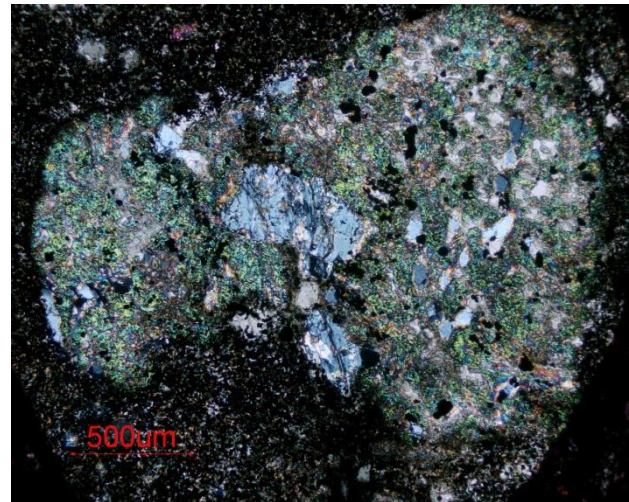


Figura 2.4.6.38. Muestra BG-6u. Imagen anterior con polarizadores cruzados.

A veces, este granate secundario se ve constituyendo intercrecimientos simplectíticos con calcita y aspidolita, lo que sugiere que el fluido reemplazante es de composición alcalina. En otros casos, algunos cristales de augita se ven fuertemente reemplazados por calcita de grano fino, preservándose sus inclusiones de apatito y magnetita (figura 2.4.6.37, 2.4.6.38).

Alteración de megacrystales de flogopita

La alteración poco avanzada de los xenocristales se produce a partir de bordes de grano y en sus planos de exfoliación, en los cuales se observa un reemplazamiento por dolomita secundaria y filosilicatos secundarios, posiblemente del grupo de la vermiculita, acompañada por rutilo (figuras 2.4.6.39 y 2.4.6.40).

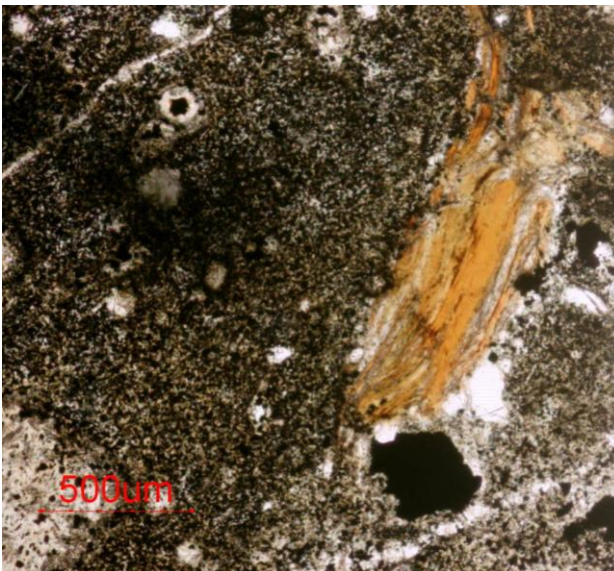


Figura 2.4.6.39. Muestra BG-6v. Luz transmitida. PPL. Xenocrystal de flogopita deformado y reemplazado por filosilicatos secundarios. Está envuelto por calcita incolora y la matriz fina.

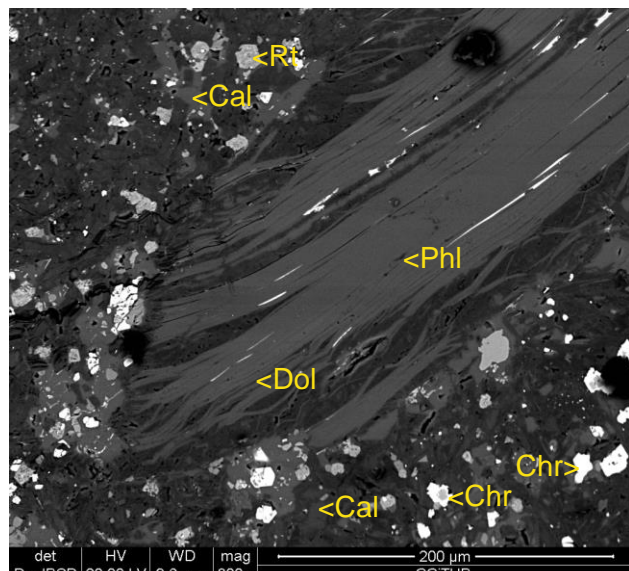


Figura 2.4.6.40. Muestra BG-6u. Imagen de SEM, en modo BSE. Xenocrystal deformado de flogopita (Phl) alterado por dolomita (Dol) según la exfoliación. Está envuelto por la matriz aillikítica en la que destacan cromita (Chr), calcita (Cal) y rutilo (Rt).

Una alteración más avanzada produce aspidolita secundaria en forma de cristales desorientados de tamaño de grano muy fino, de la misma forma que ocurre con algunos macrocristales de olivino. La flogopita se concentra en el núcleo de forma residual y la aspidolita se encuentra generalmente

en los bordes o reemplazando a los cristales según su exfoliación (figura 2.4.6.41). Este borde es de tono incoloro a verdoso muy pálido, con una birrefringencia alta con nícoles cruzados, típica de las micas (figura 2.4.6.42).



Figura 2.4.6.41. Muestra BG-6u. Luz transmitida, PPL. Flogopita parda policristalina pseudomorfizando un fenocristal; a su vez, la flogopita es reemplazada por aspidolita incolora.

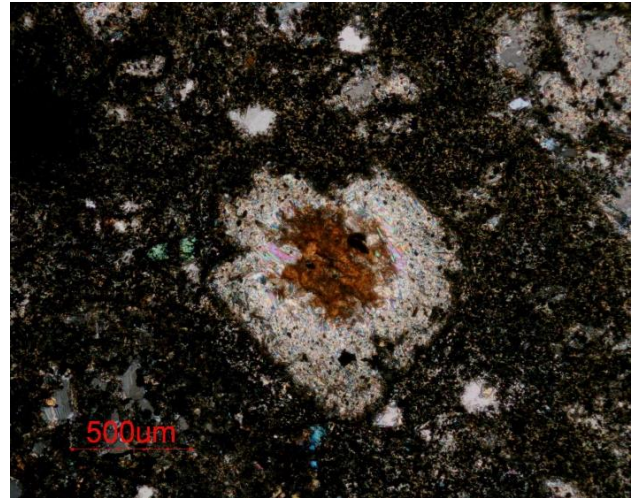


Figura 2.4.6.42. Muestra BG-6u. La imagen anterior, en nícoles cruzados. Se aprecia la birrefringencia alta de la mica sódica del borde.

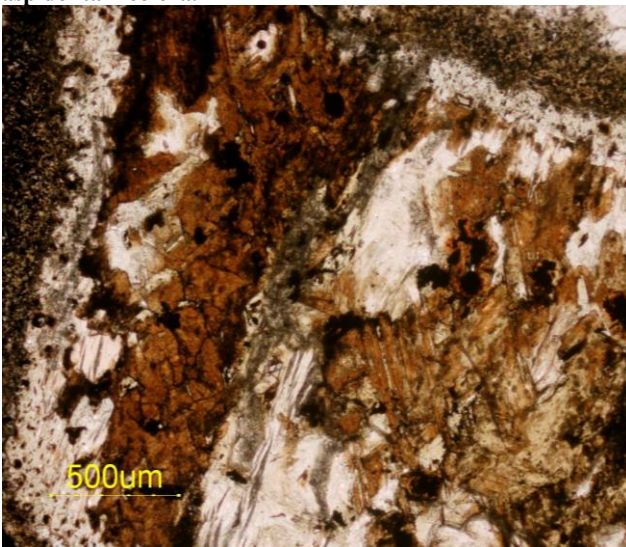


Figura 2.4.6.43. Muestra BG-6u. Luz transmitida, PPL. Tetraferriphlogopita parda policristalina pseudomorfizada por aspidolita incolora de grano fino, acompañada por minerales opacos.

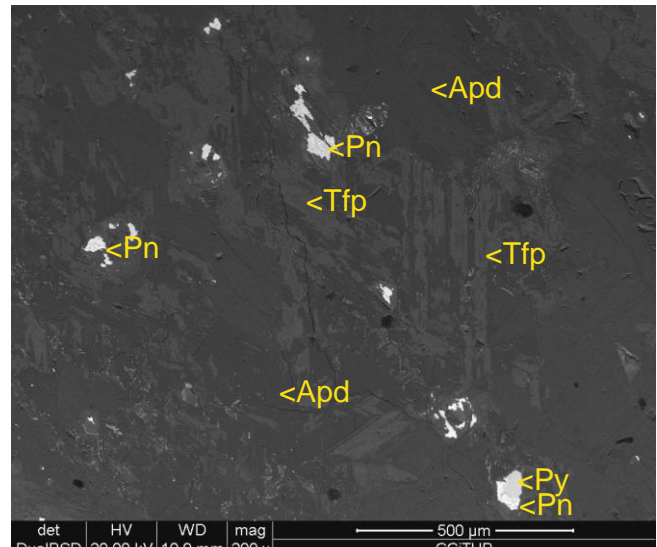


Figura 2.4.6.44. Muestra BG-6u. Detalle de la imagen anterior con SEM, en modo BSE. Tetraferriphlogopita (Tfp) reemplazada por aspidolita (Apd) con pentlandita (Pn) y pirita (Py).

Existen algunos cuerpos esencialmente de tetraferriphlogopita policristalina que están fuertemente reemplazados por aspidolita. La flogopita se encuentra totalmente desorientada y estos cuerpos podrían corresponder a xenolitos. Es posible que la asociación mineral inicial comprendiera olivino, pues entre los productos de alteración hay abundantes cristales de pentlandita de grano fino (figuras 2.4.6.43, 2.4.6.44).

2.4.6.4.2 Alteración de la matriz aillikítica por aspidolita

La matriz alterada tiene una tonalidad marrón oscuro y un tamaño de grano fino, con brillo mate (figura 2.4.6.45 a 2.4.6.46).

Como se recordará, la flogopita es un mineral importante como constituyente de la matriz de las aillikitas. La flogopita de la matriz está frecuentemente reemplazada por mica de Na de tipo aspidolita, tal y como se ha descrito en los bordes de los macrocristales de olivino y flogopita. Esta mica puede reemplazar la flogopita completamente o de forma parcial por los márgenes (figura 2.4.6.47 y 2.4.6.48). Por consiguiente, la mesostasa alterada se encuentra compuesta por minerales residuales con abundante aspidolita intersticial. Entre aspidolita secundaria puede cristalizar además pirrotina alotriomórfica de grano fino (figura 2.4.6.48).

La cromita es asimismo común como mineral restítico en la mesostasa alterada, donde se preservan sus granos euédricos equidimensionales de 50 micras de longitud, aunque envueltos por un borde de magnetita de anchura aproximada, normalmente de unas 10 micras (figura 2.4.6.47). Es muy frecuente que la magnetita haya reemplazado totalmente a la cromita; esta magnetita secundaria de cromita se caracteriza por contener una pequeña proporción de Cr (figura 2.4.6.47, 2.4.6.50).

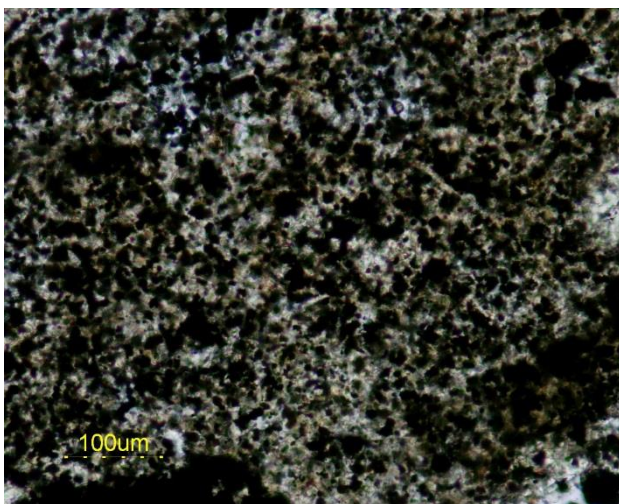


Figura 2.4.6.45. Muestra BG-6v. PPL. Aspecto de mesostasa aillikítica alterada. El tamaño de grano es muy inferior a 50 micras.

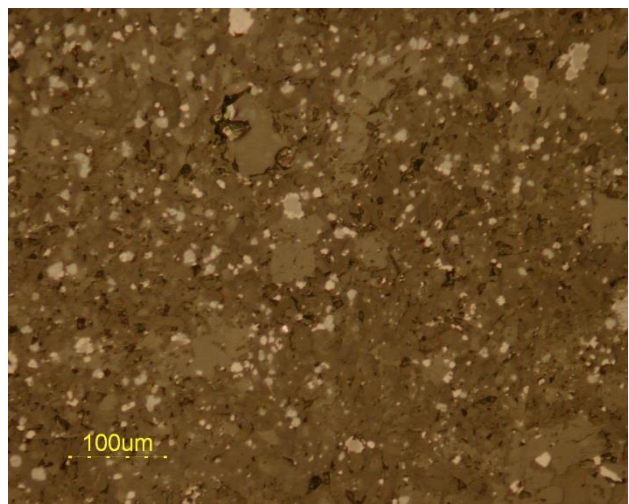


Figura 2.4.6.46. Muestra BG-6v. Imagen anterior con luz reflejada. Se distingue cromita con envuelta de magnetita y rutilo de grano muy fino.

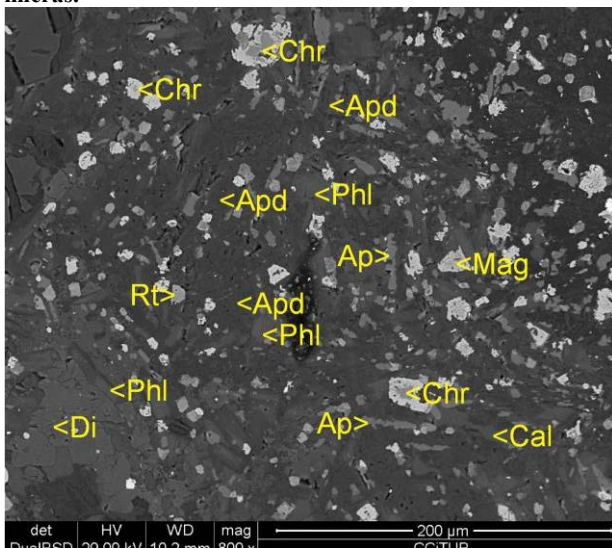


Figura 2.4.6.47. Muestra BG-14f. Imagen de SEM, modo BSE. Matriz de flogopita (Phl), apatito (Ap), calcita (Cal), rutilo (Rt), abundantes restos de augita diopsídica (Di); estos minerales se ven reemplazados por aspidolita (Apd).

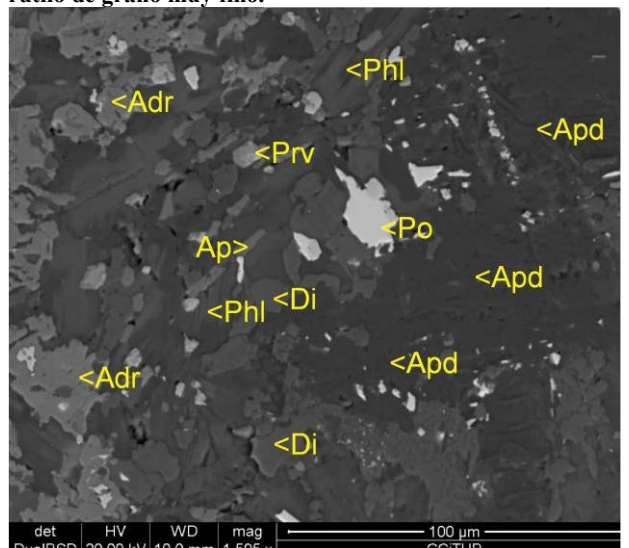


Figura 2.4.6.48. Muestra BG-14c. Imagen de SEM, modo BSE. Matriz de flogopita (Phl) reemplazada por aspidolita (Apd), con apatito (Ap), pirrotina (Po), perovskita (Prv) y diópsido (Di). Con andradita secundaria (Adr).

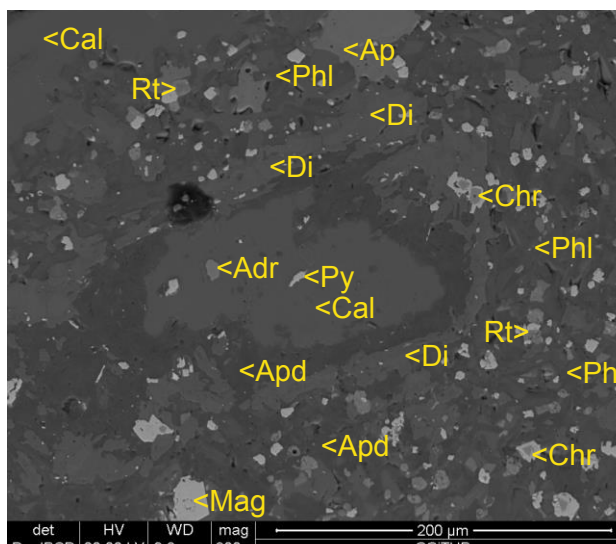


Figura 2.4.6.49. Muestra BG-6u. Imagen de SEM, modo BSE. Cristal reemplazado por calcita con aspidolita, andradita y pirita. En la mesostasa, muy reemplazada por aspidolita, hay restos de augita diopsídica, flogopita (Phl), cromita (Chr) con borde de magnetita (Mag) y rutilo.

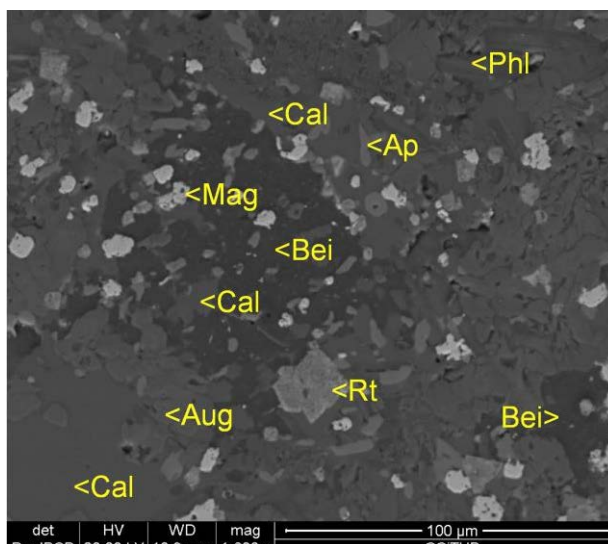


Figura 2.4.6.50. Muestra BG-14c. Imagen con SEM, modo BSE. Mesostasa aillikítica alterada, con restos de flogopita (Phl), augita (Aug), apatito (Ap), calcita (Cal) y magnetita; la perovskita se ha alterado completamente a rutilo (Rt) y una fase desconocida a beidellita (Bei).

La perovskita de la matriz original no se ha preservado en las muestras alteradas. En cambio, en la mesostasa alterada se distinguen granos de rutilo pseudomórficos de este mineral, presentando a menudo una textura o reticulada que se interpreta como secundaria, formada a partir de la perovskita (figura 2.4.6.48, 2.4.6.49). No obstante, a veces se reconocen pequeños cristales prismáticos con tamaño variable desde 5 hasta 20 micras.

El apatito es minoritario y aparentemente restítico, y forma cristales anédricos de tamaño inferior a 50 micras entre los demás minerales (figura 2.4.6.47, 2.4.6.48, 2.4.6.50).

Los piroxenos también tienden a estar reemplazados por aspidolita o, en algunos casos, por andradita (figura 2.4.6.47 a 2.4.6.50).

De forma escasa, en esta matriz reemplazada por aspidolita se han localizado agregados con beidellita $[\text{Na,Ca}_{0.3}]\text{Al}_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ criptocrystalina, una especie mineral del grupo de las esmectitas. Se encuentra intercrecida entre flogopita y magnetita de grano fino (figura 2.4.6.50) y se interpreta como un mineral secundario, posiblemente supergénico.

2.4.6.4.3 Alteración secundaria de la matriz aillikítica por andradita

La matriz aillikítica puede también estar afectada masivamente por otra alteración tardía a granate cálcico de tipo andradita-schorlomita. El granate es alotriomórfico, de grano muy fino y forma agregados irregulares llegando a ocupar un volumen importante de roca. Tiene un tono entre verde y marrón oscuro (figura 2.4.6.51), siendo isótropo en nicoles cruzados.

El espectro Raman obtenido confirma que se trata de granate de tipo andradita. Sin embargo, sus picos principales coinciden con el patrón de schorlomita (figura 2.4.6.53). Los cristales de granate son poiquilíticos, ricos en inclusiones de perovskita, apatito o cromita, con rebordes de magnetita (figura 2.4.6.52, 2.4.6.54, 2.4.6.55) además de ilmenita pirofanítica (rica en Mn) con una zonación irregular (figura 2.4.6.55).

Es posible que haya diversas generaciones de calcita, pues se reconoce una anédrica, de tamaño inferior a 50 micras e intersticial entre granate (figura 2.4.6.54, 2.4.6.55). Por otra parte, la matriz está fracturada y cortada por filones de calcita que generan frentes de reacción con la matriz aillikítica.

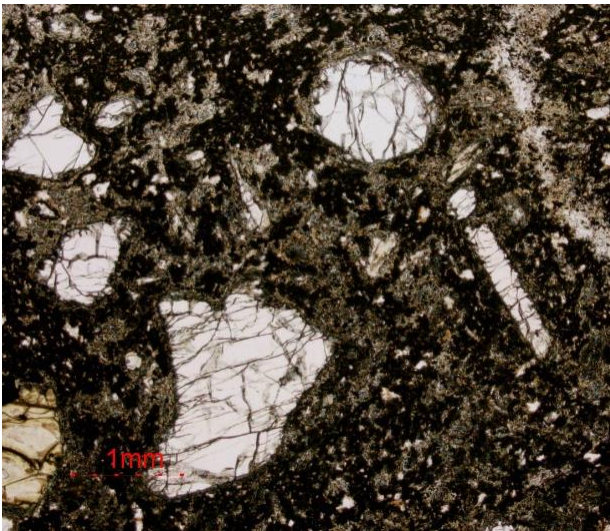


Figura 2.4.6.51. Muestra BG-14c. Luz transmitida. PPL. Reemplazamiento generalizado de la mesostasa aillikítica por granate de grano fino y tono oscuro.

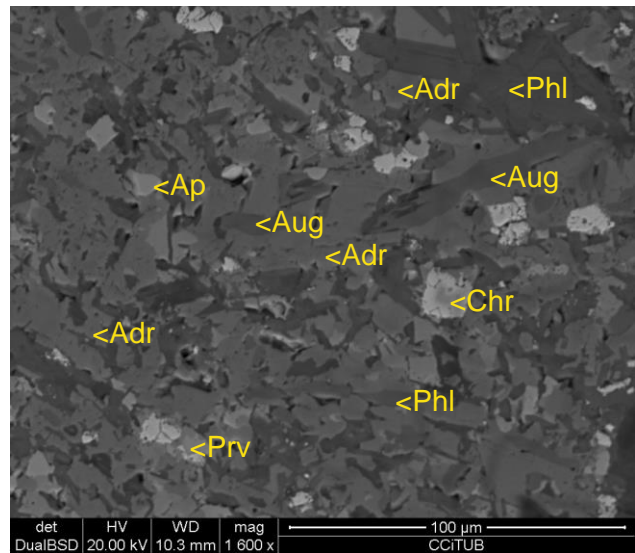


Figura 2.4.6.52. Muestra BG-10a. Imagen de SEM modo BSE. Mesostasa reemplazada por andradita (Adr) entre flogopita (Phl), apatito (Ap), cromita (Chr) y augita (Aug).

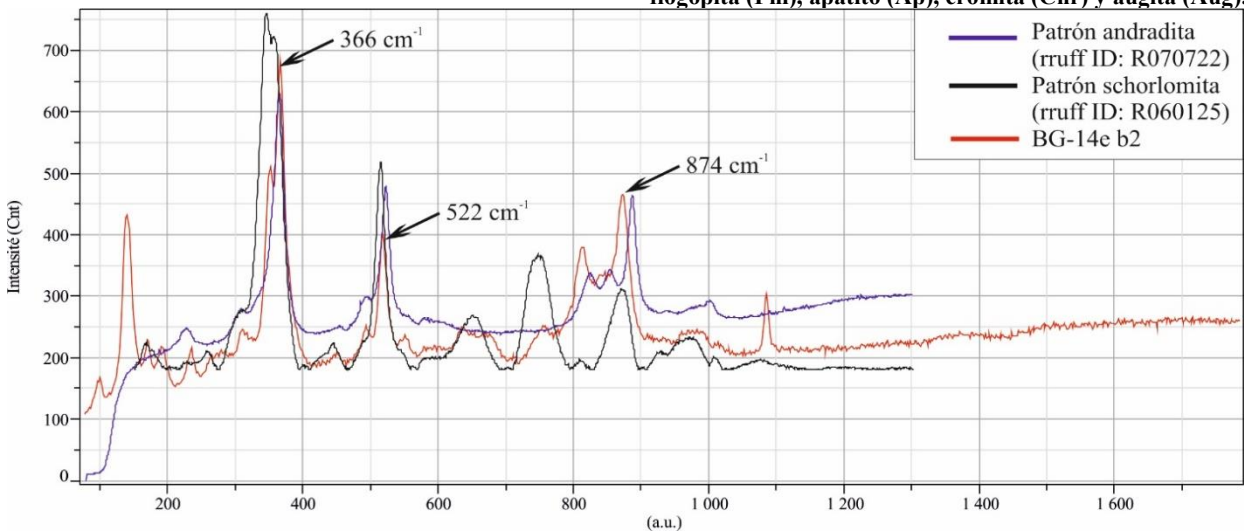


Figura 2.4.6.53. Muestra BG-6v. Espectro Raman de la andradita secundaria que predomina en la matriz de los lamprófidos ultramáficos. Ésta se compara con el patrón de andradita con ID: R070722 y schorlomita ID: R060125) extraído de *RRUFF Project website*. Nótese cambios en la posición de las bandas, que pueden estar relacionados con las diferencias de la composición química.

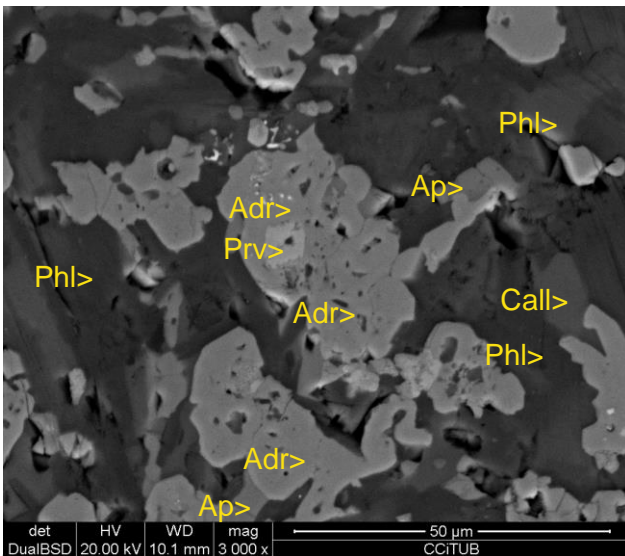


Figura 2.4.6.54. Muestra BG-14e. Imagen de SEM modo BSE. Andradita (Adr) entre flogopita (Phl) y calcita (Cal), con inclusiones de perovskita (Pvk) y apatito (Ap).

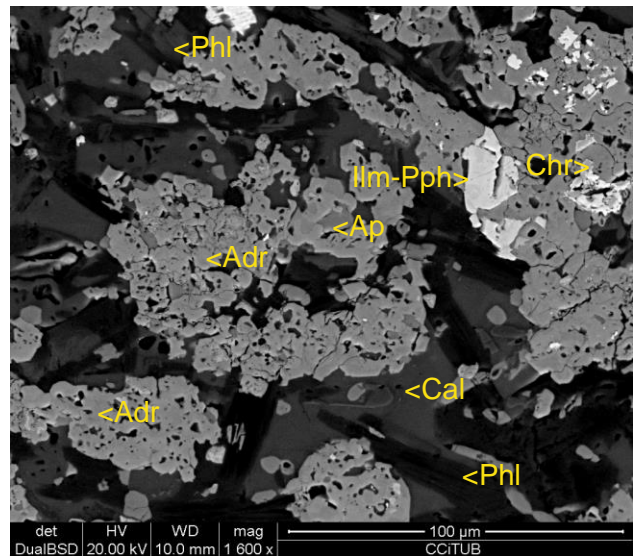


Figura 2.4.6.55. Muestra BG-14i. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de andradita (Adr) con inclusiones de cromita (Chr), ilmenita-pirofanita (Ilm-Pph) y apatito (Ap), entre flogopita (Phl) y abundante calcita (Cal).

Se han encontrado algunos granos de minerales de formación muy tardía, como estroncianita y esfalerita, aunque estos minerales son muy raros.

2.4.6.4.4 Alteración anfibólica de los cuerpos de aillikitas

Algunas zonas de las aillikitas están afectadas por una fuerte alteración a anfíboles y carbonatos secundarios. Estas zonas tienen una tonalidad entre gris clara y verdosa. En la roca sigue apreciándose la textura porfídica inicial, con megacristales milimétricos en una matriz fina, pero tanto unos como otros están pseudomorfizados por anfíboles sódico-cálcicos del grupo de la richterita [$\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$] y calcita (figura 2.4.6.56, 2.4.6.57).

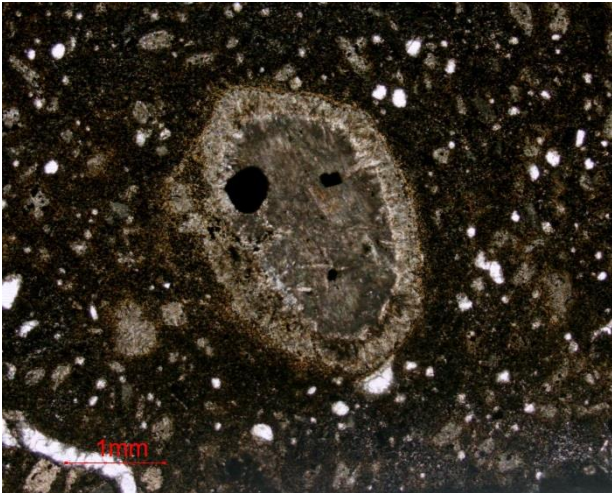


Figura 2.4.6.56: Muestra BG-6b. Luz transmitida, PPL. Aspecto de un megacristal y microfenocristales totalmente reemplazado por carbonatos y anfíboles del grupo de la richterita.

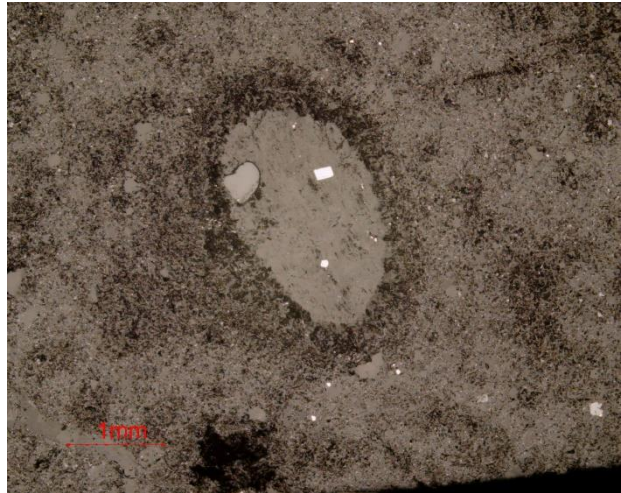


Figura 2.4.6.57: Muestra BG-6b. Imagen anterior con luz reflejada PPL. En el interior del megacristal se observan cristales de pirita euédrica y cromita subredondeada.

Alteración de los megacristales

La mayoría de megacristales de estos cuerpos presentan un reemplazamiento total por minerales secundarios. No obstante, en algunos casos se ha observado algún cristal de augita alotriomórfico, de tamaño milimétrico, que se encuentra parcialmente fresco, aunque está cortado por filones de richterita de grano fino. Además, presenta un borde de reacción compuesto por anfíbol de grano fino (figura 2.4.6.58, 2.4.6.59). Cuando la alteración es más avanzada, los megacristales se ven totalmente pseudomorfizados por minerales secundarios (figura 2.4.6.60).

El núcleo de los megacristales alterados está formado por un intercrecimiento de grano muy fino formado por richterita y dolomita alotriomórficas, cortados por vetillas tardías de dolomita. Entre estos minerales se observan granos diseminados de cromita redondeados (figura 2.4.6.57) y sulfuros como pirita, que pueden alcanzar dimensiones de hasta 1 mm (figura 2.4.6.60) y pentlandita (figura 2.4.6.61) de hasta 20 micras. La presencia de sulfuros de níquel indica que posiblemente algunos de los cristales de los minerales precursores se trataran de olivino, ahora totalmente reemplazados, de manera que el níquel procedería de la liberación del níquel desde posiciones octaédricas en la estructura del olivino, y su posterior fijado por azufre aportado por las soluciones hidrotermales, lo que también concuerda con la precipitación de otros sulfuros en este estadio.



Figura 2.4.6.58. Muestra BG-6b. Luz transmitida, PPL. Megacrystal de clinopiroxeno envuelto por un borde de alteración de anfíbol secundario.

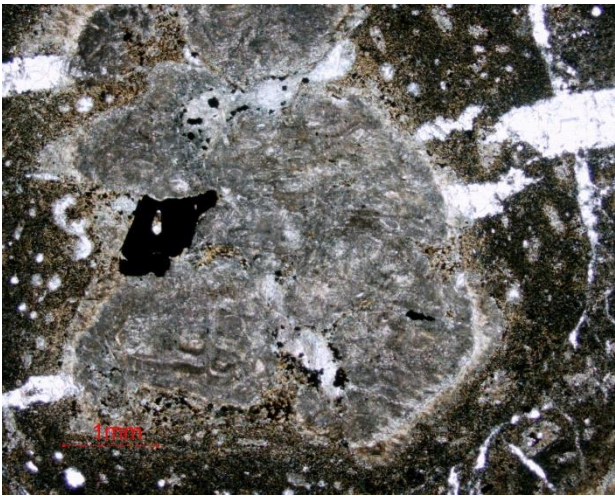


Figura 2.4.6.60. Muestra BG-6b. Luz transmitida, PPL. Megacrystal totalmente alterado por richterita y carbonatos secundarios. Se identifica pirita (opaco) en el interior del cristal. La matriz está cortada por vetas de calcita secundaria.



Figura 2.4.6.62. Muestra BG-6b. Luz transmitida, PPL. Detalle del borde del megacrystal alterado con un cristal de pirita en su interior. Nótese una aureola de richterita fibrosa en contacto con la matriz.

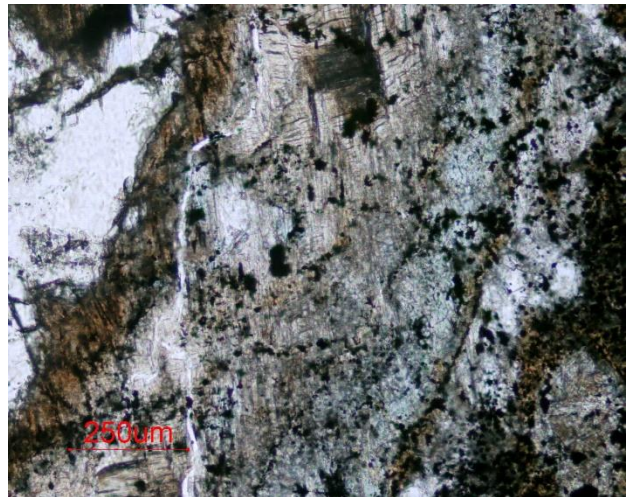


Figura 2.4.6.59. Muestra BG-6b. Luz transmitida, PPL. Detalle del borde de alteración formado por richterita y minerales opacos abundantes.

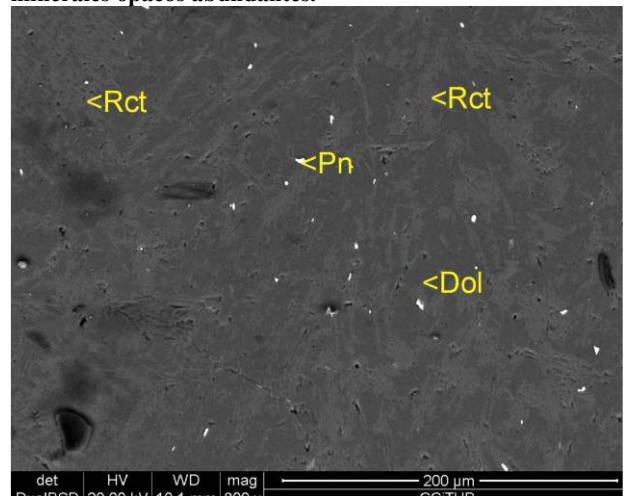


Figura 2.4.6.61. Muestra BG-6b. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle del interior del anterior megacrystal alterado. Intercrecimiento entre dolomita (Dol) y richterita (Rct) de grano muy fino. Con pentlandita (Pn) de 10 micras diseminada.

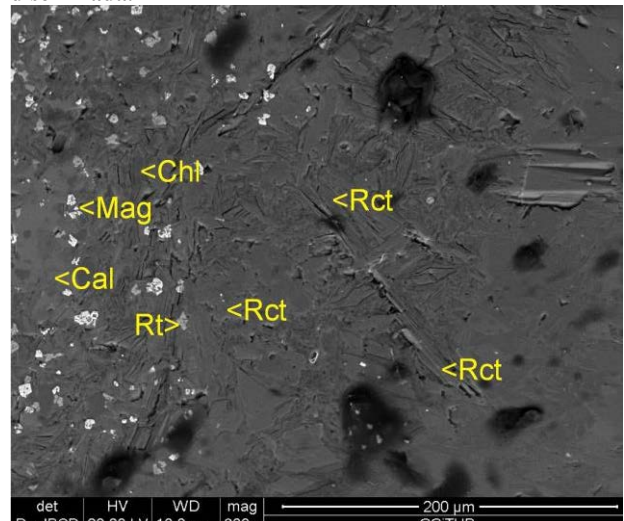


Figura 2.4.6.63. Muestra BG-6b. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de la anterior imagen, con abundante richterita (Rct) en el borde del cristal. En contacto con la matriz aparece clorita abundante (Chl), además de magnetita (Mag), rutilo (Rt) y calcita (Cal).

Hacia los bordes de grano de los megacristales se aprecia una aureola formada por richterita de aspecto incoloro, de morfología prismática o incluso fibrosa o asbestiforme, con sus cristales creciendo de forma subparalela y con tendencia centrípeta desde los bordes hacia el centro del cristal alterado. Estos cristales fibrosos alcanzan una longitud de pocos centenares de micras (figura 2.4.6.62, 2.4.6.63).

Alteración de los xenolitos de rocas de magnetita-apatito

Los xenolitos de rocas de magnetita-apatito están a menudo parcialmente asimilados por la matriz de grano fino, y ambos tipos de rocas se ven frecuentemente simultáneamente afectados por la alteración hidrotermal (figura 2.4.6.64, 2.4.6.65).

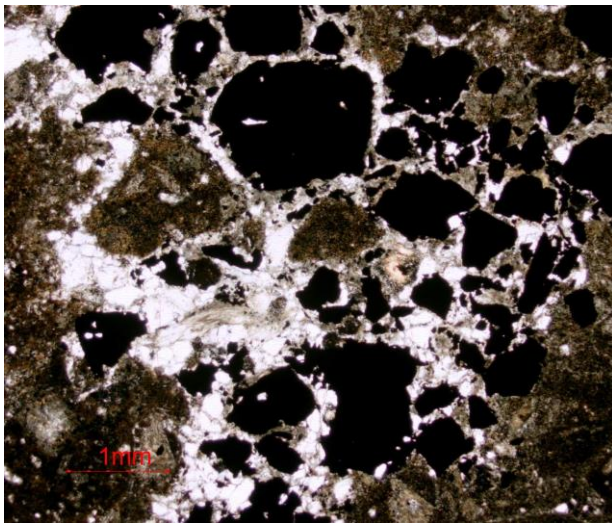


Figura 2.4.6.64. Muestra BG-6b. Luz transmitida, PPL. Fragmento de roca de magnetita –apatito asimilada por la matriz de la aillikita. Los filosilicatos de ambas rocas están fuertemente reemplazados por richterita secundaria de grano fino y aspecto oscuro.

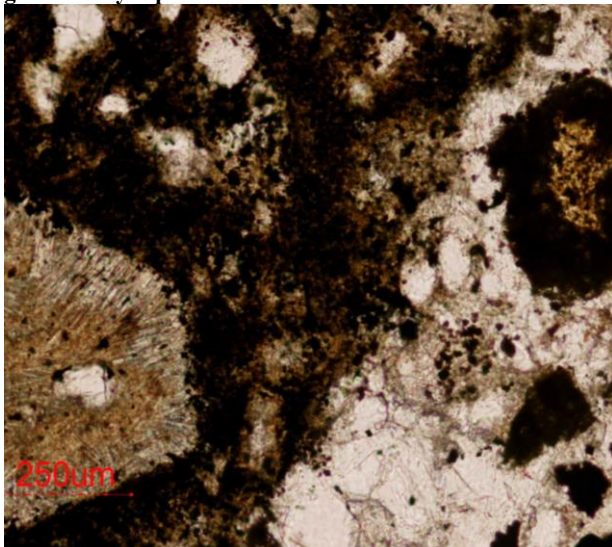


Figura 2.4.6.66. Muestra BG-6b. Luz transmitida, PPL. Fragmento de roca de magnetita –apatito asimilada por la matriz de la aillikita alterada. El fragmento contiene apatito, magnetita y pirocloro alterado (parte superior derecha). Nótese un megacrystal de la aillikita, alterado a richterita, en la parte inferior izquierda.

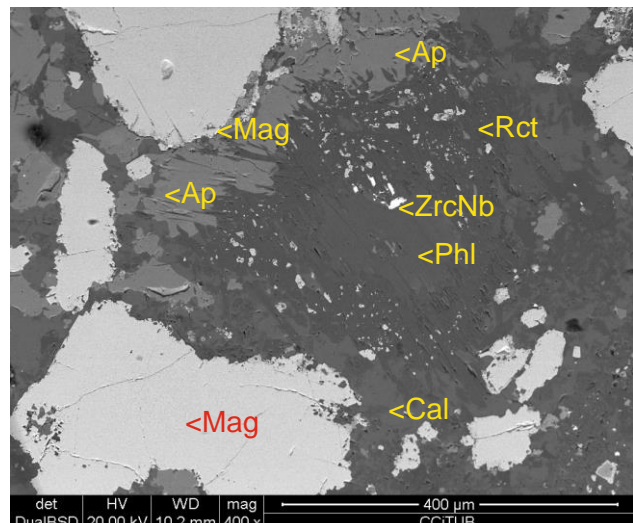


Figura 2.4.6.65. Detalle de la misma asociación en imagen de SEM, modo BSE. Cuerpo de magnetita –apatito asimilado por la matriz de la aillikita pseudomorfizada. Con magnetita (Mag), apatito (Ap), flogopita (Phl) reemplazada a richterita (Rct) y niobozirconolita (ZrcNb).

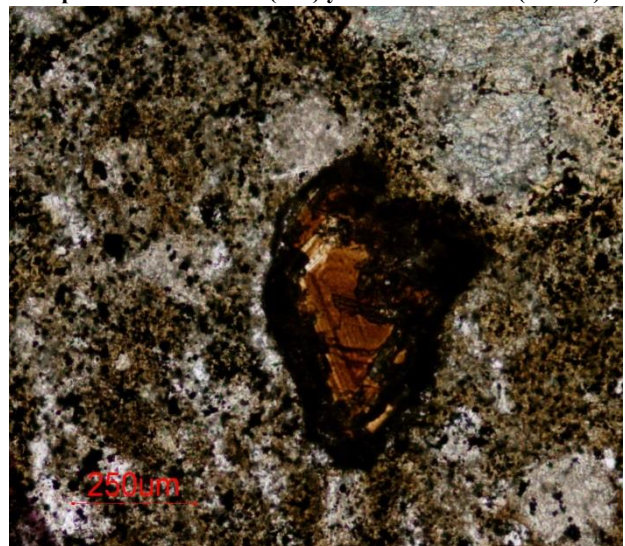


Figura 2.4.6.67. Muestra BG-6b. Luz transmitida, PPL. Pirocloro primario con una zonación concéntrica asimilado por la matriz de la aillikita reemplazada por abundante richterita secundaria; el color oscuro del borde se debe a que el cristal está reemplazado en este borde por microcristales de zirconolita.

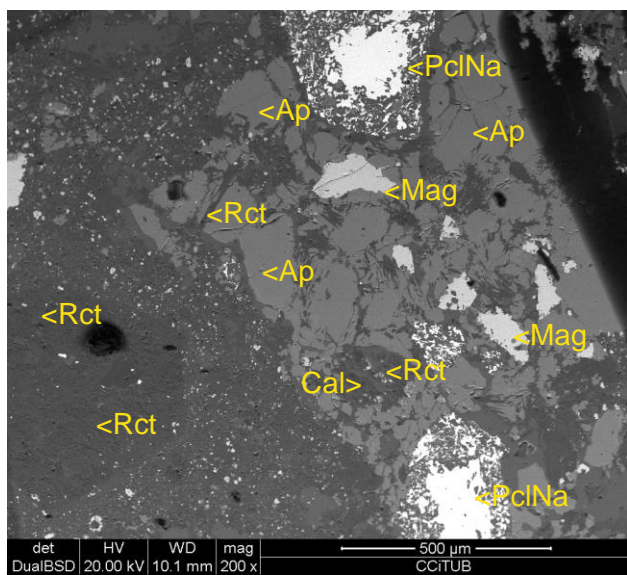


Figura 2.4.6.68. Muestra BG-6b. Imagen de SEM modo BSE. Reemplazamiento simultáneo de la matriz de la aillikita y los xenolitos de magnetita (Mag) y apatito (Ap) por calcita (cal) y richterita (Rct); en éstos xenolitos, el pirocloro primario (PclNa) se ve reemplazado por zirconolita en los bordes (reborde oscuro de la imagen).

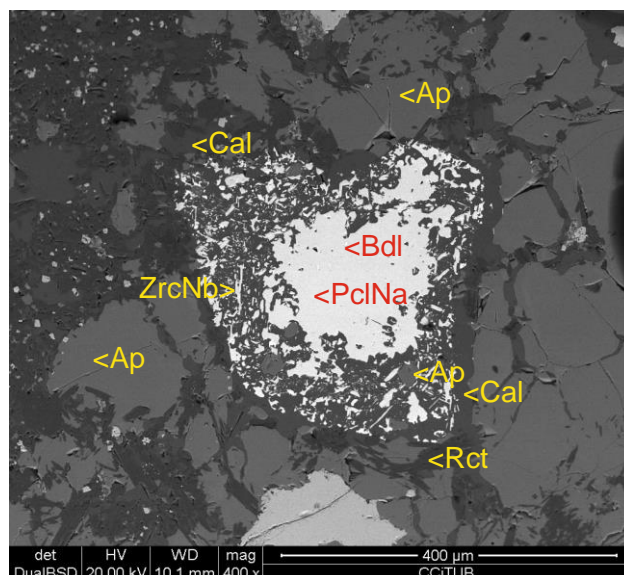


Figura 2.4.6.69. Muestra BG-6b. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de pirocloro primario (PclNa) con inclusiones de baddeleyita (Bdl) intercrecido entre apatito (Ap), calcita (Cal) y niobo-zirconolita (ZrcNb). El apatito está reemplazado por calcita y richterita (Rct).

De este modo, la flogopita suele estar reemplazada por los bordes a calcita y richterita, acompañadas por cristales diseminados de niobo-zirconolita hipidiomórfica de tamaño inferior a 50 micras (figura 2.4.6.91). El apatito se ve también reemplazado por vetas de calcita y richterita (figura 2.4.6.64, 2.4.6.66). El pirocloro primario de Na y Ca se ve reemplazado por niobo-zirconolita idiomórfica (figura 2.4.6.66-69); a veces, también por baddeleyita (figura 2.4.6.69).

Alteración richterítica de la matriz aillikítica

La matriz reemplazada tiene una tonalidad marrón verdosa y un tamaño de grano muy fino. La alteración está dominada por calcita y anfíboles sódico-cálcicos del grupo de la richterita, que representan hasta un 50% modal. Éstos forman cristales hipidiomórficos de tamaño aproximado de 10-30 micras (figura 2.4.6.70), intercrecidos entre abundante calcita alotriomórfica de grano fino, intersticial. La calcita también rellena cuerpos subredondeados de hasta 0,15 mm de diámetro (figura 2.4.6.71), que podrían corresponder a cristales de olivino totalmente alterados. La cromita se preserva aunque con un borde de magnetita que frecuentemente reemplaza al mineral. Se aprecian cantidades secundarias de rutilo alotriomórfico pseudomorfizando otro mineral primario, probablemente perovskita, aunque ésta no se preserva (figura 2.4.6.70).

Algunas vetas rellenas de calcita de anchura aproximada de 0,2 mm cortan la matriz (figura 2.4.6.72). Esta calcita tardía está asociada a ilmenorutilo y fases de REE de tipo daqingshanita-(Ce) rica en Sr $[(\text{Sr}, \text{Ca})_3\text{CePO}_4(\text{CO}_3)_3]$, ambas tardías (figura 2.4.6.73). Además, de forma muy escasa, se ha identificado sulfuros de tipo samaniita $[\text{Cu}_2\text{Fe}_5\text{Ni}_2\text{S}_8]$ intersticiales entre richterita secundaria (figura 2.4.6.73).

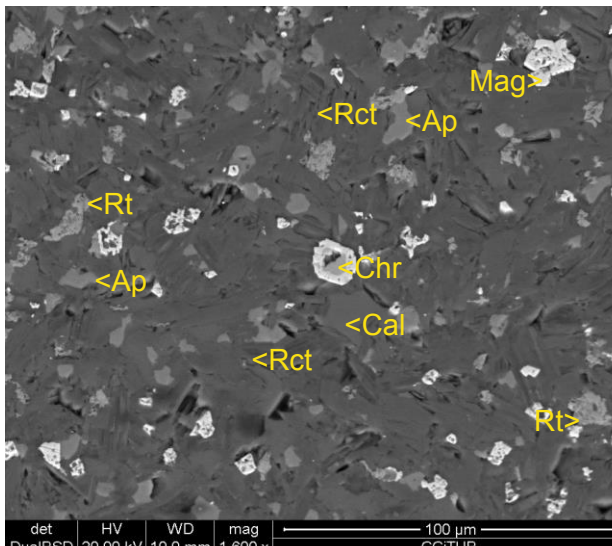


Figura 2.4.6.70. Muestra BG-6b. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de la matriz aillikítica alterada formada por apatito (ap), richterita (Rct), calcita (Cal), cromita (Chr) con un borde de magnetita (Mag) y rutilo (Rt).

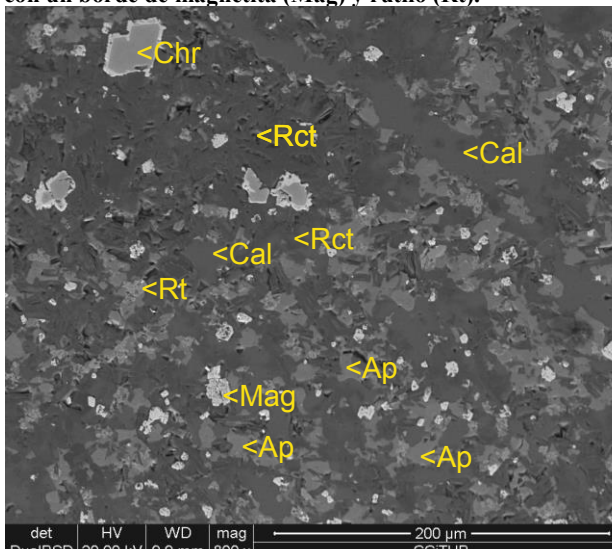


Figura 2.4.6.72. Muestra BG-6b. Mesostasa aillikítica alterada, en imagen de SEM, modo BSE. Abundante apatito (ap), richterita (Rct), calcita (Cal), cromita (Chr) con un borde de magnetita (Mag) y rutilo (Rt). El conjunto se ve cortado por una vetilla de calcita tardía.

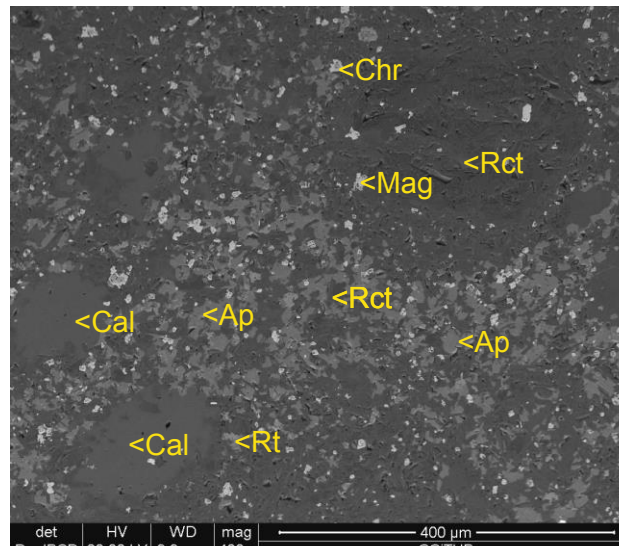


Figura 2.4.6.71. Muestra BG-6b. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de la matriz aillikítica alterada, con apatito (ap), richterita (Rct), cromita (Chr), magnetita (Mag) y rutilo (Rt).

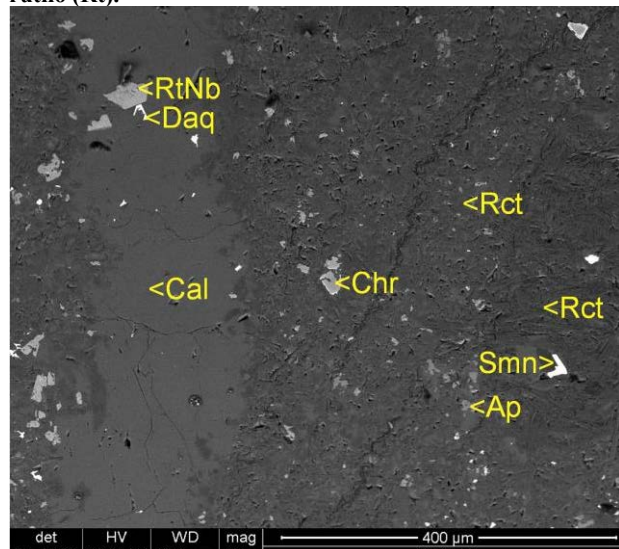


Figura 2.4.6.73. Muestra BG-6b. Imagen de SEM modo BSE. Filón de calcita (Cal) con ilmenorutilo (RtNb) y daqingshanita (Daq) cortan la matriz formada por richterita (Rct), cromita (Chr) y apatito (Ap). En la parte derecha se aprecia samaniita (Smn) intersticial entre cristales de richterita.

2.5 QUÍMICA MINERAL

2.5.1 BADDELEYITA

La baddeleyita es un óxido de formación en diversos estadios de los cuerpos periféricos de Bonga, especialmente en xenolitos de rocas de magnetita – apatito y en la matriz carbonatítica, generalmente asociado a zircón y niobo-zirconolita. Entre ambas generaciones se observan algunas variaciones composicionales.

En los xenolitos de magnetita – apatito la baddeleyita aparece en bordes de reacción alrededor de zircón, mineral común en esta unidad y que cocrystaliza con pirocloro, apatito y magnetita. En estas coronas de alteración, la baddeleyita forma intercrecimientos con niobo-zirconolita. Su composición es cercana a al término extremo ZrO_2 , si bien el contenido en HfO_2 y Nb_2O_5 es elevado, alcanzando hasta 1.14 y 1.91 % en peso, respectivamente.

En la matriz carbonatítica, la baddeleyita se encuentra reemplazando xenocristales de zircón que proceden de fragmentos de rocas de magnetita-apatito. Está asociada a carbonatos secundarios como dolomita y ankerita. Su composición es asimismo muy cercana a ZrO_2 aunque con una proporción de HfO_2 que puede alcanzar hasta un 1.35% en peso, siendo la más elevada registrada. Estos valores son ligeramente más elevados que los descritos en otras carbonatitas, aunque el enriquecimiento no es tan destacado puesto que en algunos complejos carbonatíticos, como en Seblyavr (en Kola, Rusia) se han obtenido proporciones de hasta 4.8% en peso de este óxido (Williams & Kogarko, 1996).

Los bordes de alteración en xenocristales de zircón de la matriz pueden estar formados por intercrecimientos de baddeleyita con niobo-zirconolita. En este caso, la baddeleyita presenta una mayor proporción de Nb_2O_5 , que puede alcanzar hasta un 7.17% en peso y que es más elevada que en los intercrecimientos descritos en la unidad anterior. El contenido en HfO_2 es inferior al 0.95%.

Este óxido de Zr puede estar incluido en cristales de pirocloro primario y niobo-zirconolita diseminados entre la matriz carbonatítica. En ambos casos, las inclusiones muestran proporciones de Nb_2O_5 elevadas, de hasta un 5.44% en peso. La baddeleyita en zirconolita además presenta contenidos de Ta_2O_5 que alcanzan 0.73% en peso, siendo los valores más elevados registrados en Bonga, similares a los de baddeleyita rica en Ta_2O_5 descrita en los complejos de Kovdor y Sokli (Williams, 1996; Chakhmouradian & Williams, 2004) con valores de 1.1 a 1.2% en peso.

2.5.2 ZIRCÓN

El zircón se encuentra en cantidades reducidas en los xenolitos de rocas de magnetita-apatito y en fragmentos de natrocarbonatitas, ambos en matriz carbonatítica. En la matriz carbonatítica también se ha identificado este mineral, aunque se trata de xenocristales heredados de la unidad de magnetita – apatito. La composición analizada es muy constante sin variaciones importantes, cercana a $ZrSiO_4$, aunque se observan algunas pequeñas diferencias entre unidades.

El zircón en rocas de magnetita – apatito presenta un contenido en HfO_2 que puede alcanzar 0.73% en peso y puntualmente cantidades de ThO_2 de hasta 0.81% en peso. Hacia los bordes, cerca de los reemplazamientos de baddeleyita y niobo-zirconolita, el zircón puede contener hasta 1.97% en peso de Nb_2O_5 , lo cual puede representar una contaminación.

Los xenocristales heredados en la matriz carbonatítica presentan valores de HfO_2 superiores, de hasta 1.01% en peso. Como ocurre en baddeleyita, las fases en la matriz carbonatítica son las que contienen mayor proporción de HfO_2 . En este caso, la proporción de ThO_2 y Nb_2O_5 es inferior.

Finalmente, en los fragmentos de natrocarbonatita, el zircón aparece en la matriz de ankerita reemplazando totalmente una fase precursora, aunque siendo a su vez reemplazado por pirocloro secundario e ilmenorutilo. Su composición es muy similar a la del zircón descrito en fragmentos de magnetita-apatito, con proporciones de HfO_2 y ThO_2 de hasta 0.53 y 0.69% en peso, con Nb_2O_5 totalmente nulo.

2.5.3 ILMENORUTILO

El ilmenorutilo es en realidad una variedad de rutilo $[\text{Fe}_x(\text{Nb,Ta})_{2x}4\text{Ti}_{1-x}\text{O}_2]$; está asociado a carbonatos secundarios como dolomita y ankerita, que reemplazan a la matriz carbonatítica intersticial. Esta fase puede estar restringida al interior de cristales de magnetita que han sido pseudomorfizados por filones rellenos por carbonatos secundarios. En este caso, su composición presenta una proporción mayoritaria de TiO_2 junto con elevadas cantidades de FeO , que alcanzan el 11.24% en peso; los contenidos de Nb_2O_5 oscilan entre 0.68 – 3.24% en peso.

Además, una generación de ilmenorutilo puede sobrecrecer pirocloro secundario rico en Sr y HFSE (o tipo 5) asociado con cuarzo y carbonatos del grupo de la dolomita. Su composición muestra enriquecimientos de FeO , de hasta 16.27% en peso, además de cantidades de Nb_2O_5 muy similares a las de los cristales de ilmenorutilo entre magnetita (hasta un 2.36% en peso).

Sin embargo, en Bonga no se observan los enriquecimientos en Nb_2O_5 que presentan los cristales de ilmenorutilo en otros complejos, como Tchivira (a 10 km al SW de Bonga), con proporciones que alcanzan valores de 18.86% en peso. En Tchivira, el ilmenorutilo también está asociado con fases tardías, en ese caso con cuarzo y fluorita y reemplazando pirocloro de tipo V o de Pb (Melgarejo et al., 2012). También en la carbonatita de Kandaguba, en la Península de Kola, se ha descrito ilmenorutilo con proporciones de Nb_2O_5 elevadas y similares, comprendidas entre 18 – 20% en peso, en asociaciones tardías juntamente con fosfatos y carbonatos de REE, pirocloro, sulfuros y cuarzo (Pilipiuk et al., 2001). Por lo tanto, los fluidos hidrotermales que dan lugar las asociaciones tardías contienen y movilizan Nb, aunque no de forma tan abundante como en las otras carbonatitas descritas en otros macizos.

Se ha analizado rutilo envolviendo inclusiones de xenocristales de magnetita en aillikitas. En esta unidad, el rutilo no presenta apenas Nb_2O_5 o es muy escaso, con una proporción inferior a 0.31% en peso.

2.5.4. ILMENITA

La ilmenita es una fase presente en los cuerpos de matriz aillikítica y carbonatítica, siendo más abundante en los últimos. El estudio de la química mineral ha revelado diferencias composicionales entre las distintas unidades (figura 2.5.4.1, 2.5.4.2).

2.5.4.1. Ilmenita en los cuerpos con matriz carbonatítica

Ilmenita en los cuerpos de magnetita-apatito

Los cuerpos de magnetita-apatito son los que contienen una mayor abundancia de ilmenita, la cual generalmente se encuentra como inclusiones en el interior de cristales de magnetita, aunque

también como inclusiones en el interior de pirocloro. La ilmenita de estas unidades presenta una proporción mayoritaria de TiO_2 y FeO , por lo corresponde al campo composicional de la ilmenita s.s. Sin embargo, muestra un importante contenido de MnO y MgO : la proporción de MnO , o término pirofanita, alcanza hasta un 13.50% en peso, mientras que el MgO , o componente geikielita, llega hasta el 9.88% en peso, con una correlación negativa respecto al FeO (figura 2.5.4.1 a y b). Por otra parte, la proporción de Fe_2O_3 es inferior a la de FeO , con valores que no superan el 9.23% en peso.

Finalmente, en esta ilmenita se concentran también Nb y V en proporciones significativas. El contenido en Nb_2O_5 puede ser relativamente elevado para lo que son los contenidos estándares de este elemento en ilmenita, alcanzado el 2.03% en peso, mientras que el V_2O_3 llega hasta un 0.42% en peso (figura 2.5.4.1 e y f).

Ilmenita en mesostasa carbonatítica primaria no dolomitizada

La ilmenita observada en estas unidades se encuentra envuelta por sobrecrecimientos de magnetita, o como inclusiones en el interior de la misma, y está asociada a minerales de REE del grupo de la lucasita.

En su composición destaca, sobre todo, el alto contenido en MnO , comprendido entre 16.75 y 25.76% en peso (figura 2.5.4.1 c); su composición es, por tanto, rica en componente pirofanita. En cambio, presenta un contenido de MgO y Fe_2O_3 ligeramente inferiores a los registrados en los cuerpos de magnetita-apatito (hasta 5.42 y 9.37% en peso respectivamente). En la figura 2.5.4.1 d se observa una correlación positiva entre MnO y Fe_2O_3 .

Respecto a la unidad anterior, la proporción de Nb_2O_5 es inferior, con una concentración registrada de hasta 1.06% en peso. El contenido en V_2O_3 sigue siendo relativamente elevado (0.44% en peso).

Ilmenita en mesostasa carbonatítica primaria dolomitizada o ankeritizada

La matriz carbonatítica reemplazada por dolomita y ankerita de estadios hidrotermales tardíos, presenta ilmenita de tamaño muy fino diseminada entre los carbonatos secundarios. Su composición es diferente a la de las carbonatitas frescas y muy próxima al término extremo ilmenita s.s. La proporción de MnO , Fe_2O_3 y V_2O_3 es prácticamente nula, mientras que la de MgO sólo alcanza el 3.48% en peso. La cantidad de Nb_2O_5 puede ser elevada, de hasta un 2.23% en peso.

Ilmenita en cuerpos esferoidales aillikíticos envueltos por carbonatita

La ilmenita presente en los cuerpos esferoidales de aillikita envueltos por matriz carbonatítica es muy escasa. Su composición es similar a la descrita en ilmenita de los cuerpos de magnetita-apatito, aunque la proporción de MgO es inferior, alcanzando sólo el 5.03% en peso. El contenido máximo de MnO y Fe_2O_3 es de 11.98 y 9.11% en peso, respectivamente (figura 2.5.4.1 c y d). Cabe destacar que la proporción de V_2O_3 puede ser puntualmente elevada, hasta el 0.34% en peso (figura 2.5.4.1e) mientras que Nb_2O_5 es siempre inferior al 1% en peso.

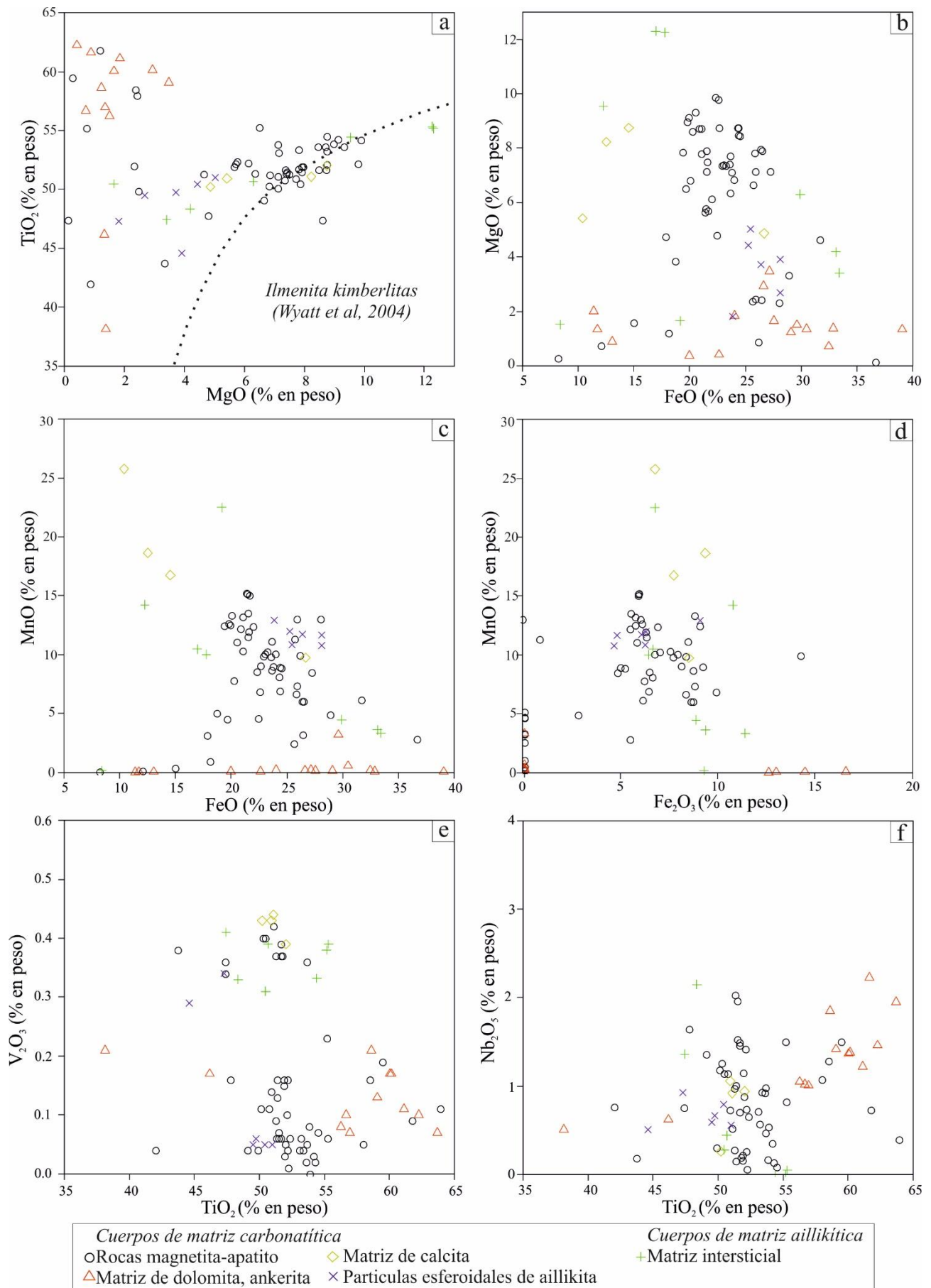


Figura 2.5.4.1: Diagramas binarios que representan la correlación de elementos mayoritarios que forman la ilmenita. a) MgO vs. TiO₂; b) FeO vs. MgO; c) FeO vs. MnO; d) Fe₂O₃ vs. TiO₂; e) TiO₂ vs. V₂O₃; f) TiO₂ vs. Nb₂O₅.

2.5.4.2 Cuerpos con matriz aillikítica

La ilmenita presente en la matriz de composición aillikítica se encuentra como inclusiones en los xenocristales de magnetita. Su composición es similar a la de los cuerpos de magnetita-apatito, aunque presenta en algunos casos una proporción de MgO es superior llegando a un porcentaje del 12.36% (figura 2.5.4.1b). El contenido en V_2O_3 es inferior a 0.39% en peso y Nb_2O_5 alcanza un 2.15% en peso.

2.5.4.3 Variación composicional de la ilmenita

Con los datos obtenidos se observa que la ilmenita en la mayoría de los cuerpos estudiados la ilmenita precoz presenta una composición que corresponde a una solución sólida entre los términos ilmenita y geikielita, si bien también con una elevada proporción de MnO. Como se observa en la figura 2.5.4.2a, esta composición no se corresponde con ilmenita primaria típicamente descrita en kimberlitas (Wyatt et al., 2004).

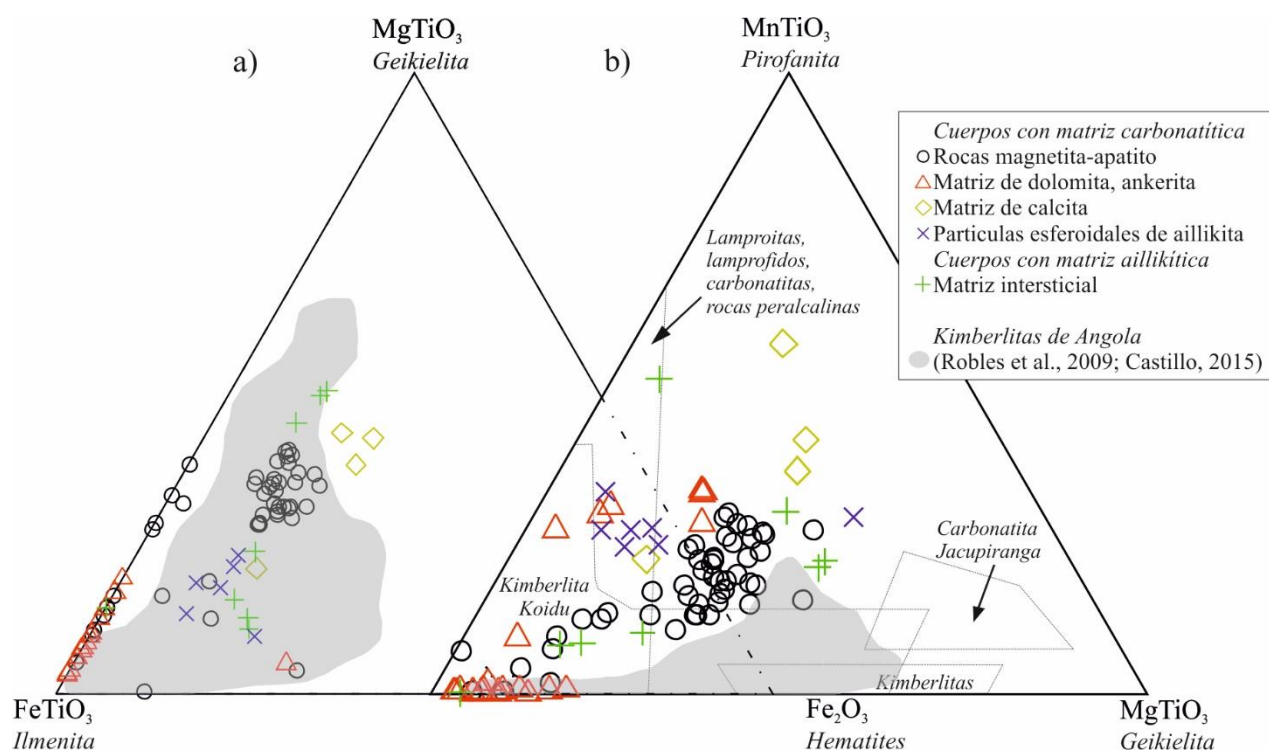


Figura 2.5.4.2: a) Composición de las ilmenitas de Bonga expresada en el diagrama ternario de $FeTiO_3 - MgTiO_3 - Fe_2O_3$ según Haggerty & Tompkins (1983); b) Diagrama ternario de $FeTiO_3 - MnTiO_3 - MgTiO_3$ según Tompkins & Haggerty (1985). Se comparan los valores obtenidos con las ilmenitas descritas en Angola según Robles et al. (2009) y Castillo (2015) representados por el área gris.

En el diagrama ternario clásico para ilmenitas de Tompkins & Haggerty (1985), presentado en la figura 2.5.4.2b, los valores obtenidos también se alejan del campo descrito para ilmenitas de kimberlitas.

La ilmenita de la mesostasa carbonatítica presenta trends de enriquecimiento en Mn en detrimento de Mg y Fe, de modo que se puede llegar en algunos casos a clasificar como pirofanita. Como se observa en la figura 2.5.4.2a, este tipo de ilmenita también presenta una alta proporción del término hematites.

El término extremo rico en Mn se atribuye a procesos hidrotermales tardíos en ilmenitas de kimberlitas (Robles-Cruz et al., 2009; Kaminsky & Belousova, 2009) además de ser una fase característica en complejos alcalinos silicatados (Tompkins & Haggerty, 1985). No obstante, en el complejo carbonatítico de Jacupiranga (Mitchell, 1978; Wyllie, 1983) se observó que las ilmenitas primarias de estas carbonatitas están también enriquecidas en MnO y Nb₂O₅ y empobrecidas en Cr₂O₃ respecto a las ilmenitas de las kimberlitas (Wyllie, 1983).

Finalmente, la composición de esta fase evoluciona durante los episodios hidrotermales hacia términos más ricos en Fe²⁺, como lo demuestra la composición de las ilmenitas tardías de la matriz de dolomita y ankerita que reemplaza a la mayoría de unidades. Por lo tanto, la ilmenita en procesos tardíos evoluciona hacia composiciones ricas en Fe²⁺ con una pérdida de Mn y Mg. Esta tendencia ya se ha observado en otros complejos carbonatíticos, como en Sokli, en la ilmenita que compone foscoritas (Lee et al., 2005).

2.5.5 PEROVSKITA

La perovskita es un mineral accesorio en tres de las unidades que forman los cuerpos aillikíticos y presenta diferencias tanto texturales como composicionales entre ellas.

En los cuerpos de alnöita la perovskita forma parte de la matriz, cocrystalizando entre melilita, flogopita, espinelas y calcita. También estos fragmentos contienen pequeñas acumulaciones de magnetita-apatito-calcita intersticiales con perovskita de grano fino en los bordes de grano de apatito y magnetita.

La perovskita es un mineral accesorio que forma parte de la matriz de composición aillikítica juntamente con flogopita, espinelas además de augita y calcita abundantes.

En los xenolitos de calciocarbonatita la perovskita es texturalmente distinta, ya que forma intercrecimientos de grano muy fino entre magnetita y calcita.

En base a su composición se ha identificado perovskita primaria y tres generaciones secundarias (figura 2.5.5.1). En todos los casos corresponden a perovskita s.s. (figura 2.5.5.2).

2.5.5.1. Perovskita primaria

Es el tipo más común en estas rocas. Su composición es muy próxima a CaTiO₃, con proporciones de Nb, Na, LREE o Fe, similar a perovskita primaria descrita en kimberlitas (Chakhmouradian & Mitchell, 2000; Castillo et al., 2016). Esta generación se localiza en la matriz aillikítica y alnöítica y entre concentraciones de magnetita-apatito en cuerpos de alnöitas. Suele formar cristales individuales de morfología hipidiomórfica, con un tamaño de grano que oscila entre 10 y 50 micras. No presentan zonación y contienen inclusiones.

En ambas unidades su composición es prácticamente CaTiO₃ con ligeras variaciones en las proporciones de Nb₂O₅ (que alcanza hasta 1.90% en peso) y de Na₂O, que es inferior a 0.5% en peso (figura 2.5.5.2 a, b). Sin embargo, la cantidad de Σ LREE (Ce, Nd, La) es elevada, por lo general entre 1.07 y 2.87% en peso, con valores de hasta 3.43%, siendo Ce₂O₃ mayoritario. Además, presenta un 3.79% en peso de Fe₂O₃ (figura 2.4.5.2 d).

La perovskita primaria de grano fino, intercrecida entre magnetita en los fragmentos de calciocarbonatita, tiene una composición similar, con una proporción inferior al 2% en peso de Nb₂O₅ (entre 1.41 y 1.95%) aunque la cantidad de LREE es inferior (<1.88% en peso).

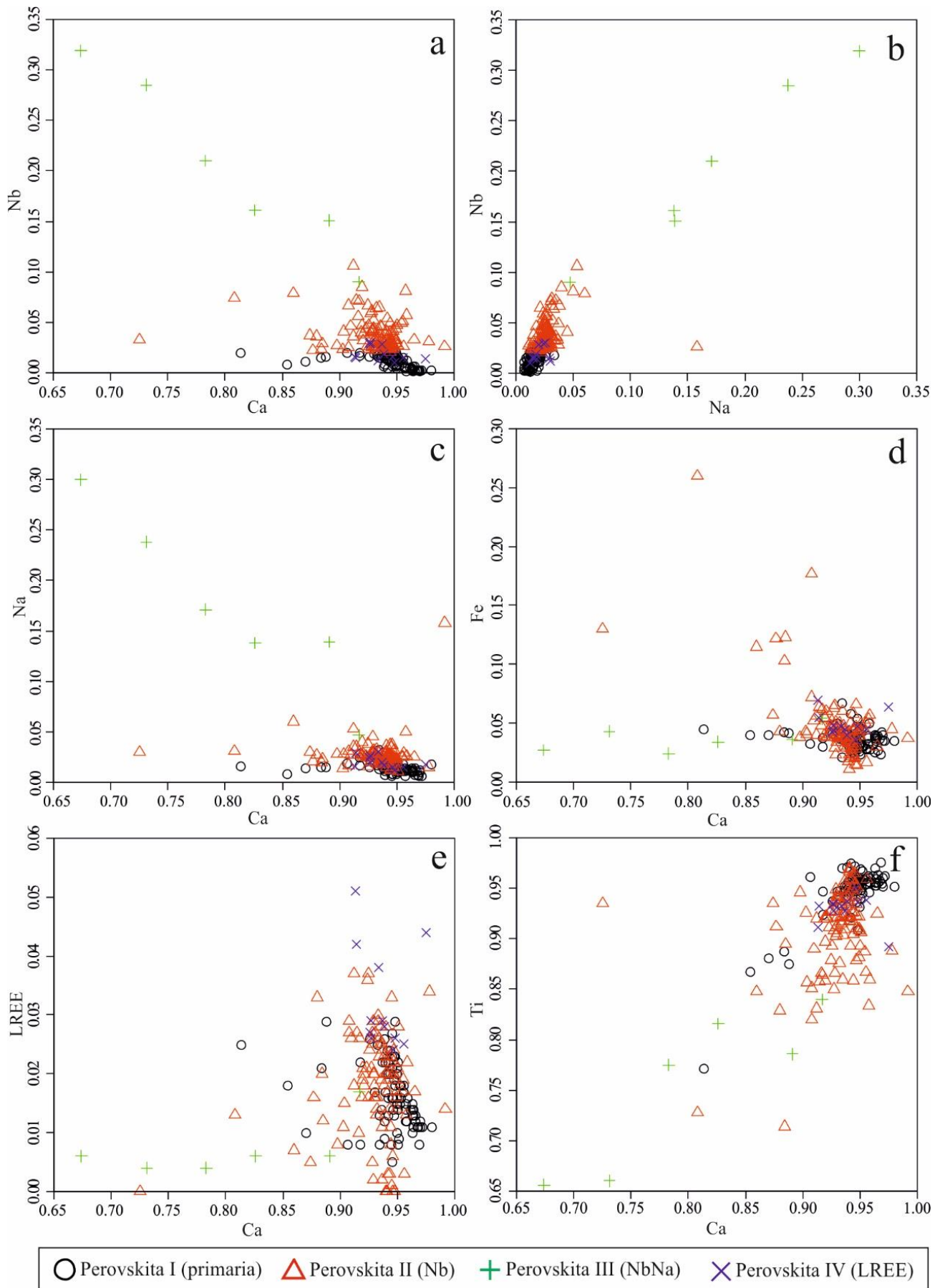


Figura 2.5.5.1: Diagramas binarios representando la composición de las cuatro generaciones de perovskita en los cuerpos lamprofíricos estudiados de Bonga. Se ha distinguido una perovskita primaria y tres secundarias, enriquecidas en Nb (tipo II), en el término lueshita o en Nb y Na (tipo III) y en LREE (tipo IV).

2.5.5.2. Perovskita secundaria

Se ha distinguido una generación de perovskita secundaria (de tipo II) que se caracteriza por presentar un enriquecimiento en Nb (figura 2.5.5.1 a, b). Se encuentra sobrecreciendo cristales hipidiomórficos de perovskita primaria, formando un borde de grano de tamaño comprendido entre 1 y 5 micras. Esta generación se observa mediante imágenes de SEM modo BSE y presenta una tonalidad más clara debido al aumento de Nb y disminución de Ti (figura 2.5.5.1 f). La perovskita tipo II presenta una proporción de Nb_2O_5 que oscila entre 2.16 – 7.34% en peso, con una cantidad ligeramente superior de LREE, de hasta 4.20% en peso. Sin embargo, el contenido en Na_2O no supera el 1.30% en peso, aunque en un punto se ha observado una concentración de 3.25% en peso.

Es la generación que presenta una mayor proporción de ThO_2 , hasta 1.38% en peso puntualmente, mientras que en el resto se encuentra siempre por debajo de 0.10% en peso.

Se distingue una generación de perovskita tipo III únicamente en fragmentos de calciocarbonatita en los intercrecimientos de perovskita I, II y magnetita. Destaca por tener una importante proporción del término extremo lueshita [NaNbO_3] con Nb_2O_5 variable, que oscila entre 8.21 – 28,90% en peso y Na_2O entre 0.99 – 6.34% en peso.

Finalmente, se ha identificado una generación de perovskita tipo IV en concentraciones de apatito-magnetita-calcita en fragmentos de alnöita. Esta generación se caracteriza por presentar una composición próxima a CaTiO_3 si bien su contenido en LREE alcanza hasta 5.79% en peso. La proporción de Nb_2O_5 es similar a la perovskita primaria, con valores inferiores a 2.79% en peso. La cantidad de Na_2O no sobrepasa el 0.53% en peso.

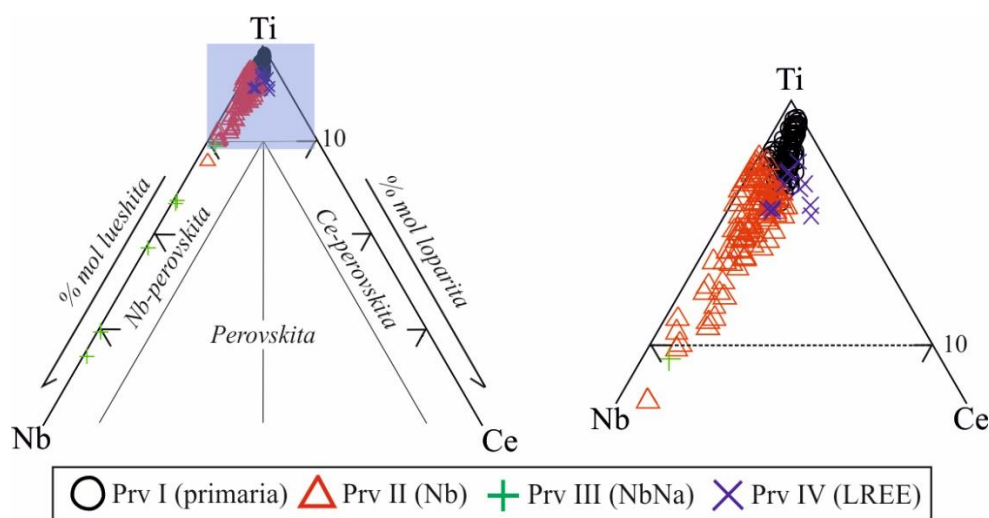


Figura 2.5.5.2: Composición (% mol) de los distintos tipos de perovskita. Las cuatro generaciones corresponden a perovskita s.s. si bien la perovskita III se encuentra en el campo de la perovskita nióbica.

2.5.5.3 Variación de la perovskita según la unidad

La perovskita presenta variaciones composicionales según la unidad en la que se encuentra (figura 2.5.5.3). Tanto en la matriz de los cuerpos de alnöita como en la matriz que cementa la brecha predomina principalmente perovskita primaria y perovskita rica en Nb (tipo II) con composiciones similares en ambas unidades. Las principales diferencias se observan en el contenido en LREE, enriquecidas en la perovskita de la matriz aillikítica, en la que su proporción de Ti es inferior (figura 2.5.5.3 e, f).

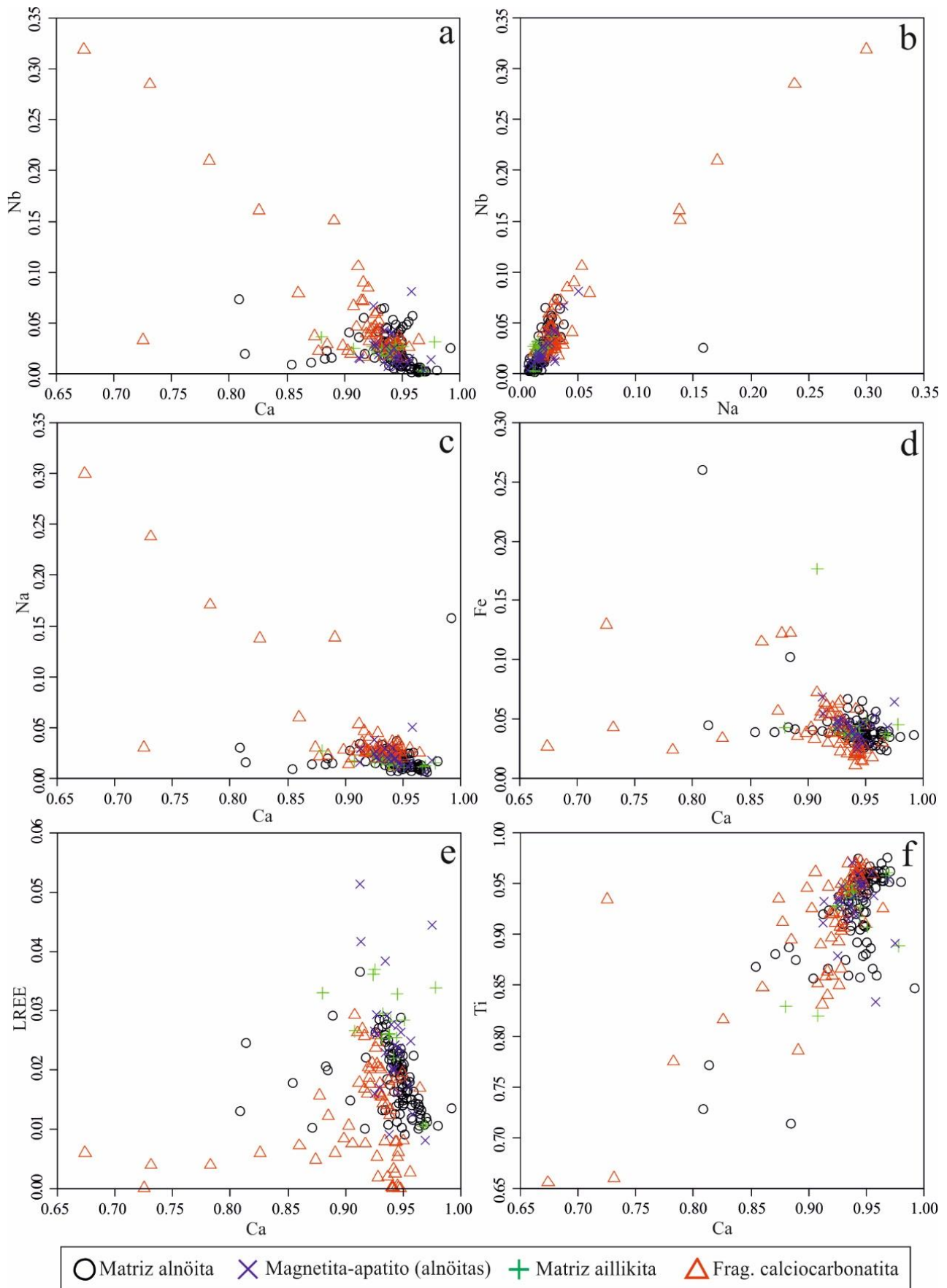


Figura 2.5.5.3: Diagramas binarios de la perovskita presente en las distintas unidades que forman las brechas aillikíticas: en matriz y concentraciones de magnetita-apatito en alnöitas, en la matriz aillikítica y en fragmentos de calciocarbonatita. Las proporciones se dan en a.p.f.u.

Los principales cambios composicionales ocurren en perovskita presente en xenolitos de calciocarbonatita, en los cuales la perovskita está intercrecida entre magnetita. La composición abarca desde perovskita tipo I primaria, hacia tipo II enriquecida en Nb y finalmente en zonas muy puntuales aparece perovskita con una proporción elevada del término lueshita (figura 2.5.5.3 a, b). Esta tendencia se observa en calciocarbonatitas en los complejos carbonatíticos de la península de Kola (Chakhmouradian & Mitchell, 1997, 1998). Sin embargo, estas perovskitas están empobrecidas en LREE y Ti respecto a las de las demás unidades.

Finalmente, cabe señalar el ligero enriquecimiento en LREE, sobretudo Ce, que presentan las perovskitas en algunas acumulaciones de magnetita-apatito entre la matriz de las alnöitas (figura 2.5.5.3e).

2.5.6 MINERALES DEL GRUPO DE LAS ESPINELAS

Los minerales del grupo de las espinelas son uno de los más comunes en los cuerpos esferoidales de Bonga, encontrándose en la mayoría de unidades: en fragmentos de magnetita-apatito, de calciocarbonatita y en la matriz carbonatítica intersticial. Además, minerales de este grupo son abundantes en las alnöitas y aillikitas. Se ha realizado una comparación de la composición de estos minerales en cada una de las unidades.

2.5.6.1 Minerales del grupo de la espinela en cuerpos de matriz carbonatítica

Fragmentos de magnetita – apatito

La magnetita es una fase mayoritaria de estas rocas y coexistencia con apatito y pirocloro. Su composición es próxima al término extremo $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$, con una muy baja proporción en Mg, puesto que la relación $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ es muy próxima a 1 (figura 2.5.6.1). En cambio, presentan una proporción de Ti que puede alcanzar el 3.39% en peso, además de proporciones de V_2O_3 relativamente elevadas, comprendidas desde 0.23% hasta 1.15% en peso, si bien el valor medio es de 0.70%. Se trata de las proporciones de V más elevadas registradas en el complejo, y cabe tenerlas en cuenta por el interés económico del vanadio. Por otra parte, las proporciones de Cr, Si y de Mn son prácticamente nulas.

Fragmentos de carbonatita

Se trata asimismo de magnetita, con una composición cercana al término extremo $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$ como ocurre en los fragmentos anteriores. Sin embargo, se ha observado magnetita asociada a perovskita de grano muy fino. Esta generación presenta una proporción de MgO que alcanza hasta el 5.39% en peso, además de un enriquecimiento en TiO_2 , Al_2O_3 y MnO de hasta un 3.98, 3.23 y 3.16% en peso respectivamente. El contenido en V_2O_3 es destacable con un máximo en 0.76% en peso.

Matriz carbonatítica

La magnetita que se encuentra en la matriz carbonatítica está acompañada por calcita, la cual está frecuentemente reemplazada por carbonatos secundarios tales como dolomita y ankerita. La magnetita tiene una composición muy cercana al término extremo $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$ (figura 2.5.6.1). Si bien alcanza proporciones de TiO_2 de hasta un 4.72% en peso, en general no contiene más del 1% de

media, mientras que MgO está comprendido entre 0 – 1.97%. El contenido en Al₂O₃, Cr₂O₃ y MnO es traza e inferior al 1%. También destaca la elevada proporción de V₂O₅, de hasta un 0.97% en peso.

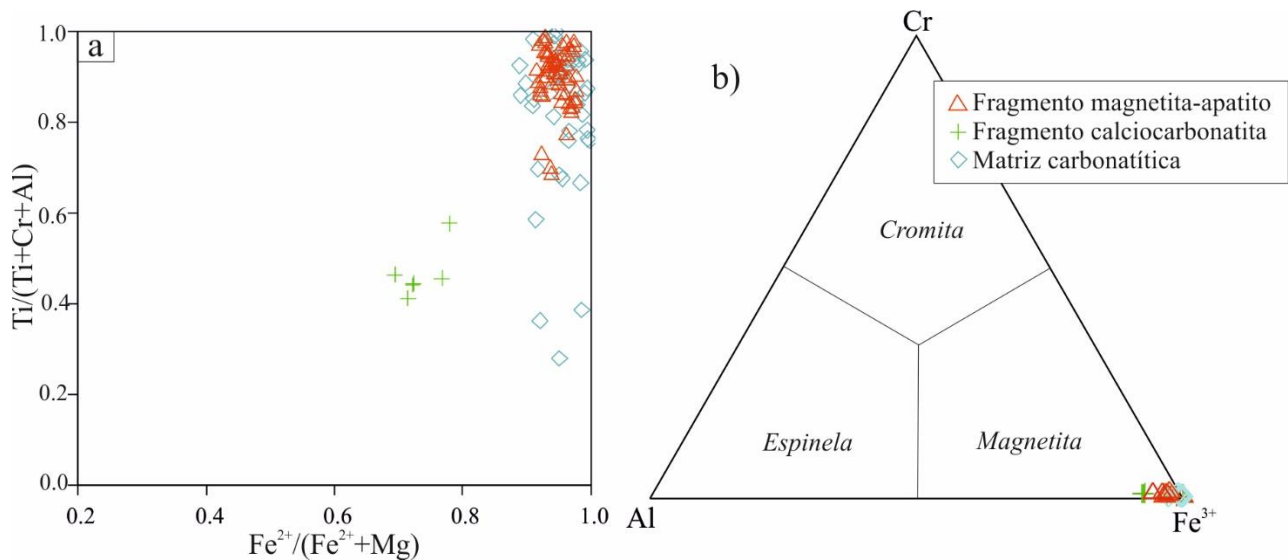


Figura 2.5.6.1: Variación composicional de los elementos mayoritarios en minerales del grupo de la espinela presentes en fragmentos de magnetita-apatito o calciocarbonatitas y en la matriz carbonatítica: a) diagrama de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Ti}/(\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Al})$; b) diagrama ternario Al – Cr – Fe^{3+} . Los diagramas son secciones del prisma de las espinelas (Haggerty, 1976; Mitchell, 1986).

2.5.6.2 Espinela en cuerpos de matriz aillikítica

Alnöitas

En estos lamprófidos ultramáficos se observan diferentes generaciones de espinelas con una variación composicional importante. De este modo, hay que distinguir entre xenocristales y fenocristales de espinelas, así como microcristales que forman la matriz intersticial.

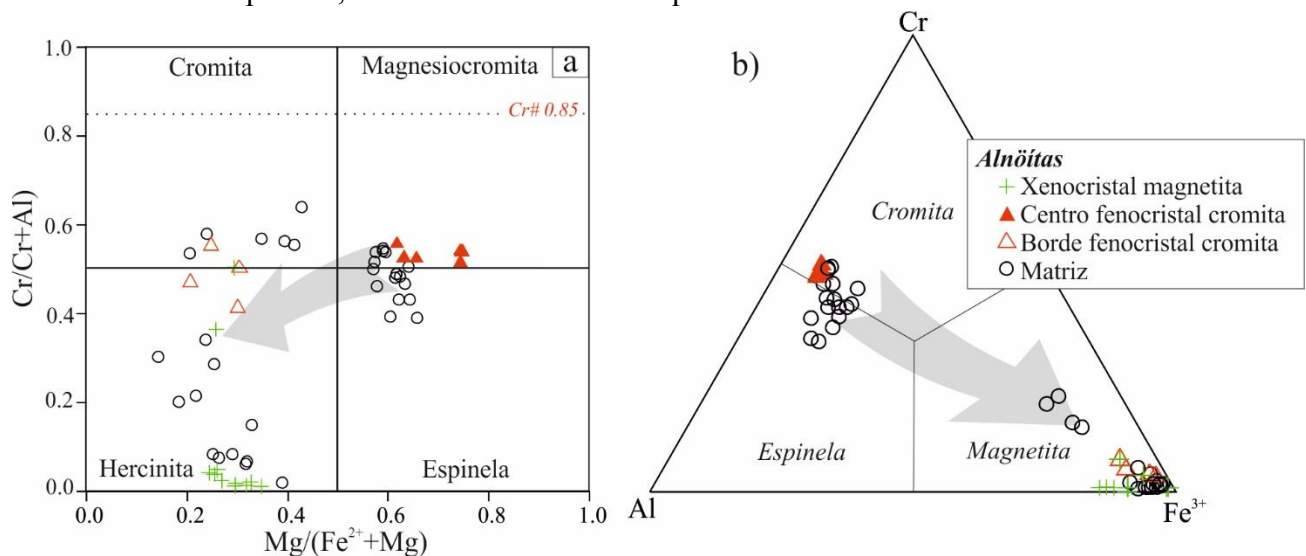


Figura 2.5.6.2: Variación composicional de los elementos mayoritarios en minerales del grupo de la espinela en alnöitas: a) Diagrama $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ vs. $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$; b) diagrama ternario Al – Cr – Fe^{3+} . Ambos diagramas son secciones del prisma de las espinelas (Haggerty, 1976; Mitchell, 1986).

Como se observa en la figura 2.5.6.2, los xenocristales tienen una composición cercana a la magnetita $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$, con exsoluciones ricas en TiO_2 (proporciones de hasta 13.38% en peso). Sin embargo, la proporción de V_2O_5 es inferior a la de las unidades anteriores.

Los fenocristales analizados presentan una composición que corresponde a magnesiocromita, con Cr_2O_3 , MgO y Al_2O_3 que alcanzan valores de 41.37%, 17.46 y 23.73% en peso respectivamente. Los granos presentan una zonación concéntrica con un aumento de la proporción de FeO , Fe_2O_3 y TiO_2 (que alcanza un 3.60% en peso) juntamente con una disminución de Cr , Al y Mg hacia sus bordes, siendo sobrecrecidos por magnetita titánica.

La espinela de la matriz alnöítica también presenta una zonación como la que se ha mencionado anteriormente. Los núcleos de los cristales presentan una composición rica en magnesiocromita, aunque en algunos casos también se observa espinela s.s. Las proporciones de Cr_2O_3 , MgO y Al_2O_3 alcanzan 38.94, 14.68 y 26.90% en peso. Contienen una cierta proporción de MnO comprendida entre 1.22 y 4.34%. La composición hacia los bordes evoluciona hacia magnetita rica en Ti .

Aillikitas

Se han identificado diferentes generaciones de minerales del grupo de la espinela en las aillikitas: a) formando xenocristales; b) como inclusiones dentro de xenocristales de olivino; c) fenocristales y finalmente d) entre la matriz intersticial. Entre ellas presentan una variación composicional (figura 2.5.6.3).

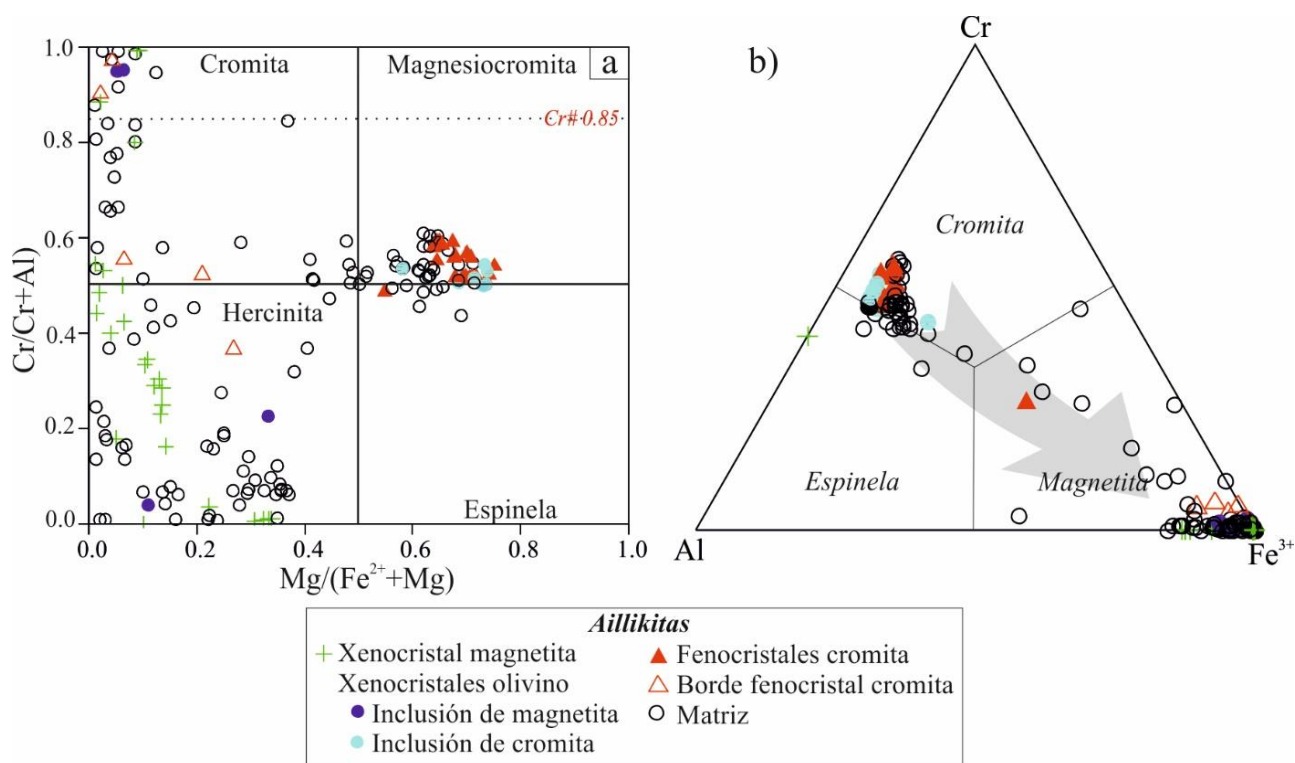


Figura 2.5.6.3: Variación composicional de los elementos mayoritarios en minerales del grupo de la espinela de aillikitas: a) diagrama $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ vs. $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$; b) diagrama ternario $\text{Al}-\text{Cr}-\text{Fe}^{3+}$. Ambos diagramas corresponden a secciones del prisma de las espinelas (Haggerty, 1976; Mitchell, 1986).

Los xenocristales de magnetita suelen tener una composición rica en el término extremo magnetita, con una proporción de TiO_2 que oscila entre 1 y 3% en peso, con unas cantidades de MgO , Al_2O_3 y MnO inferiores al 2% en peso. Estos cristales presentan abundantes exsoluciones ricas en Ti ,

por consiguiente, su textura y composición asemejan esta magnetita a la de las rocas de magnetita-apatito, lo que sugiere que pueden corresponder a xenocristales asimilados desde este tipo de rocas.

En los xenocristales de olivino se observan dos tipos de espinelas incluidas: espinela de tipo cromita-magnesiocromita, con una proporción muy variable de Cr_2O_3 (31.44 – 42.81% en peso), con MgO (11.81 – 16.45% en peso) y Al_2O_3 (18.18 – 25.65% en peso) con MnO inferior al 1% y TiO_2 entre 1 – 2 % en peso; espinelas con una composición cercana a magnetita.

Los fenocristales analizados corresponden a magnesiocromita y están zonados. El centro de estos cristales es rico en Cr_2O_3 , con proporciones comprendidas entre 40.58 y 42.66% en peso, MgO y Al_2O_3 que alcanzan un 15.28 y 21.90% en peso. La parte más externa del fenocristal está formada por una capa de magnetita que contiene hasta un 5.65% de TiO_2 .

Como en la matriz de las alnöitas, en la matriz aillikítica las espinelas presentan la misma composición y zonación, con núcleos que corresponden a magnesiocromita y espinela s.s. rica en Cr, ésta minoritaria, y hacia los bordes de los granos la composición evoluciona a magnetita con un enriquecimiento en TiO_2 (figura 2.5.6.3b).

2.5.6.3 Discusión

Se observan dos grandes grupos de espinelas en las unidades estudiadas. Por una parte, los cuerpos de matriz carbonatítica, los fragmentos de calciocarbonatita y de magnetita-apatito presentan espinela de tipo magnetita, con abundantes inclusiones de ilmenita y exsoluciones que presentan un enriquecimiento en TiO_2 .

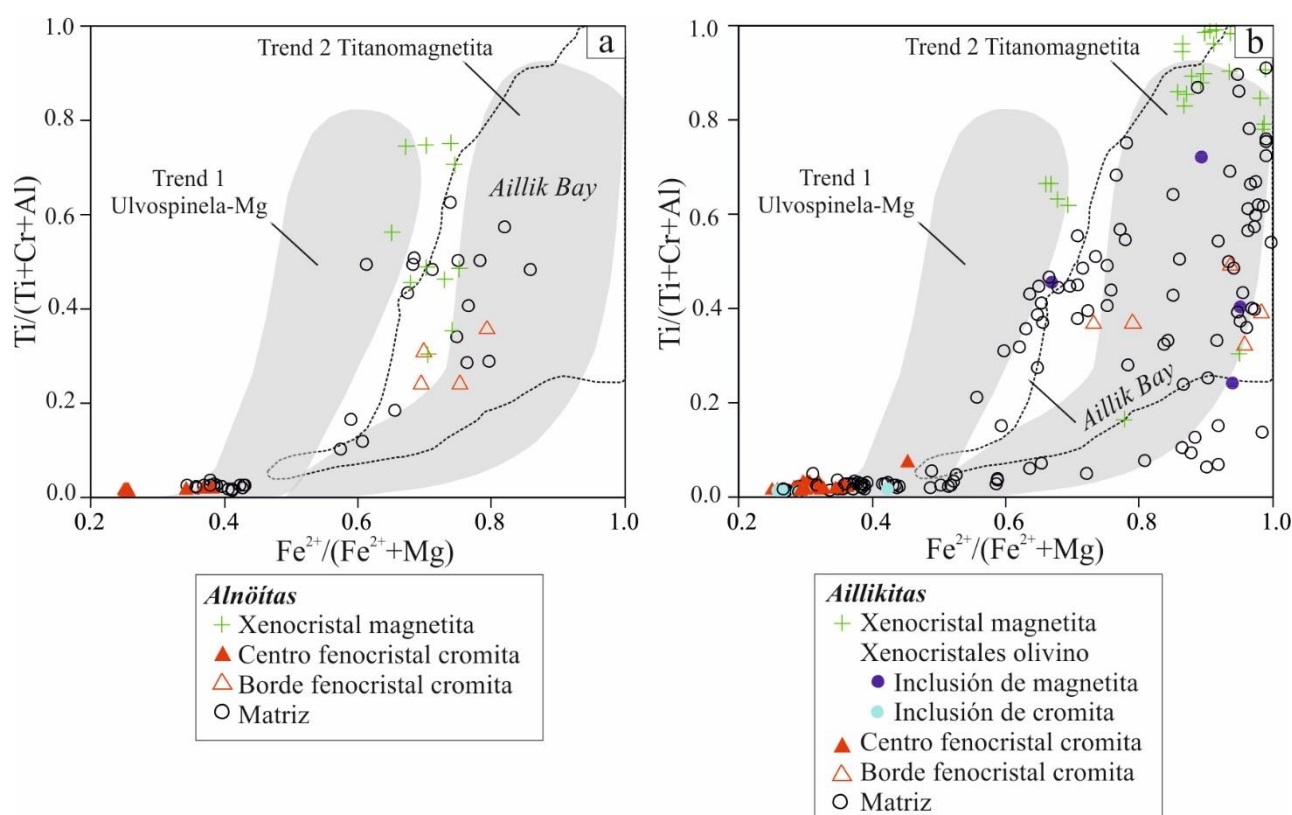


Figura 2.5.6.4: Variación de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ vs. $\text{Ti}/(\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Al})$ en a) alnöitas; b) aillikitas. En los gráficos, los campos en gris corresponden a los trends evolutivos descritos por Mitchell (1986) para kimberlitas. Se comparan los valores obtenidos con los de las aillikitas de Aillik Bay, con las composiciones de éstas delimitadas mediante una línea discontinua (Tappe et al., 2006).

En cambio, tanto alnöitas como aillikitas presentan fenocristales con una zonación concéntrica en la que el núcleo está compuesto por magnesiocromita y espinela que evoluciona hacia los bordes primero a cromita y finalmente a magnetita rica en Ti. En la matriz, los microfenocristales muestran el mismo comportamiento.

Esta tendencia observada en aillikitas y alnöitas corresponde a la tendencia tipo 2 o “titanomagnetítica” descrita en kimberlitas por Mitchell (1986), típica también de aillikitas (Tappe et al. (2006). Se caracteriza por una relación $Fe^{2+}_T / (Fe^{2+}_T + Mg) > 0.7$, de modo que Fe y Ti aumentan con la evolución, mientras que Mg, Cr y Al disminuyen. Para las alnöitas esta tendencia no ha sido descrita, aunque se observan trends similares en rocas volcánicas ricas en melilita en el macizo de Bohemia en la Provincia Volcánica Centro-Europea (Skála et al., 2015).

De la misma forma que ocurre en las aillikitas de Aillik Bay, en Bonga las espinelas presentan una relación de Cr/Cr+Al inferior a 0.85 (figuras 2.5.6.2a, 2.5.6.3a), valores que son distintivos para aillikitas (Tappe et al., 2005) y que difieren de kimberlitas y orangeitas, superiores a 0.85 (Mitchell, 1995). La relación Cr# en alnöitas es también inferior a 0.85, aunque en la clasificación de lamprófidos ultramáficos de Tappe et al., (2005), esta característica no se contempla como distintiva del grupo.

2.5.7. MINERALES DEL GRUPO DEL PIROCLORO

En la unidad de brechas del complejo de Bonga el pirocloro es una fase accesoria. Se ha identificado sobretodo en la matriz carbonatítica que cementa la roca, en fragmentos de rocas de magnetita-apatito, calciocarbonatitas y natrocarbonatitas. En todas estas unidades se han diferenciado distintas generaciones en base a criterios texturales y composicionales.

Todas las fases analizadas pertenecen al subgrupo del pirocloro s.s., ya que en todos los casos se da una proporción de Nb tal que $Nb+Ta > 2Ti$, con $Nb > Ta$ (Hogarth, 1977).

2.5.7.1. Pirocloro en los fragmentos de calciocarbonatita

En los fragmentos de calciocarbonatita sólo se han determinado tres generaciones de pirocloro. El pirocloro primario (tipo I) es el más abundante, cocrystalizando entre calcita y apatito. Debido a que estos fragmentos no presentan prácticamente carbonatos secundarios, los pirocloros secundarios asociados son muy escasos.

Pirocloro I

La posición B del pirocloro primario está ocupada casi totalmente por Nb y por una proporción de Ti de hasta 0.20 apfu, con proporciones de Ta casi nulas (figura 2.5.7.1.3a). Se trata de cristales de composición muy homogénea, que se representa casi en el término extremo de pirocloro s.s. Las proporciones de Zr, Si y Fe son asimismo casi siempre muy bajas (figuras 2.5.7.1.3b a 2.5.7.1.3d).

El pirocloro I presenta una posición A dominada por Na y Ca en cantidades que pueden alcanzar hasta 0.84 y 1 apfu, respectivamente (figura 2.5.7.1e) y con cantidades de Sr casi nulas (Figura 2.5.7.1f). Por consiguiente, el número de vacantes es muy reducido, de hasta 0.11 apfu en algunos casos como máximo, así como la proporción de ThO_2 y Ce_2O_3 , que es siempre inferior a 2% en peso (figura 2.5.7.1g, h).

A diferencia de los otros pirocloros primarios de los cuerpos centrales y anulares de las carbonatitas de Bonga (Bambi, 2015), no presenta F en la posición Y, correspondiendo por consiguiente a hidroxicalciopirocloro.

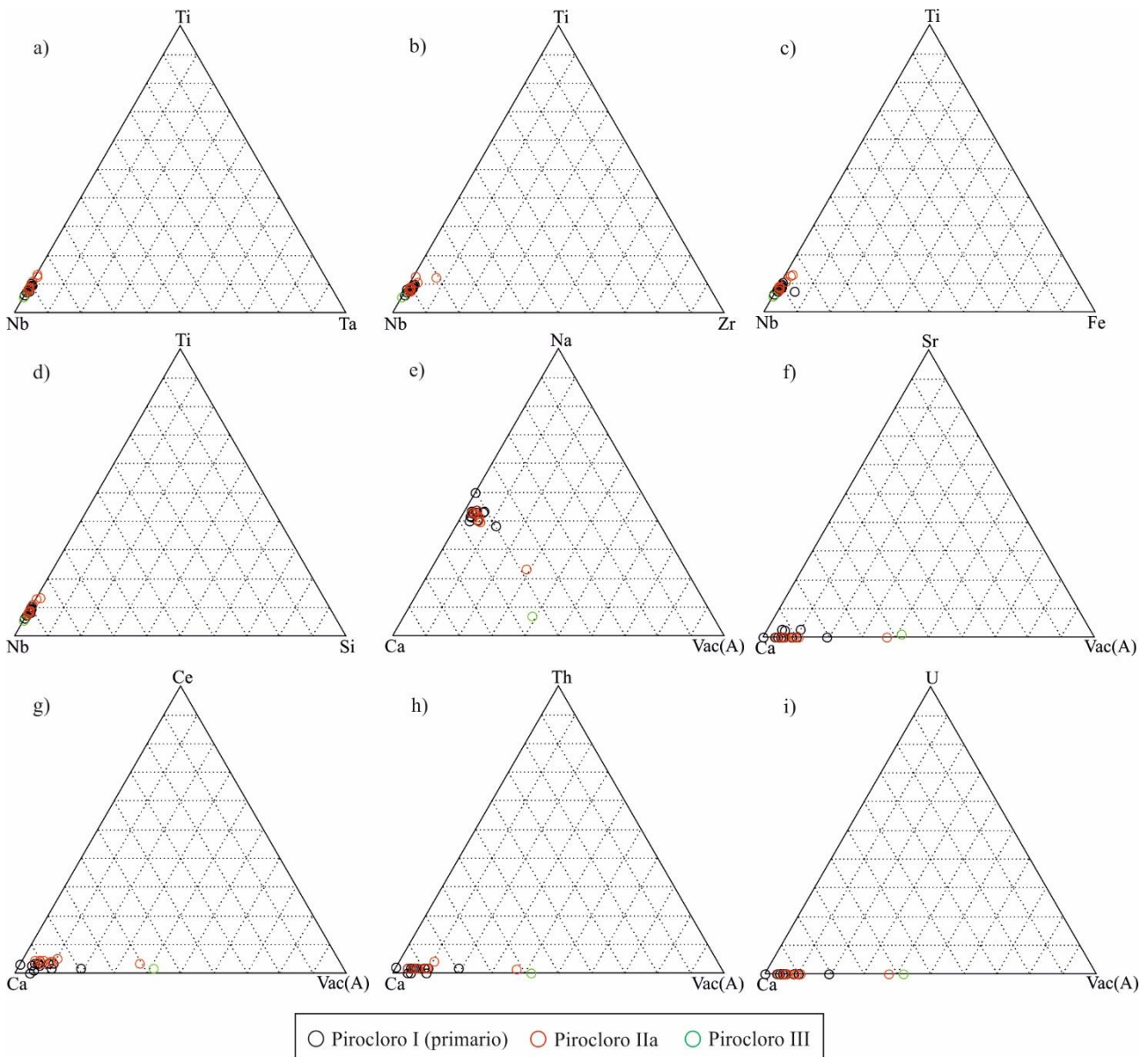


Figura 2.5.7.1. Representación de la composición de los cristales de pirocloro que forman los fragmentos de calciocarbonatita. Los diagramas ternarios de las figuras desde “a” hasta “d” representan las proporciones de los cationes en la posición B, mientras que los diagramas de las figuras desde “e” hasta “i” representan los de la posición A.

Pirocloro II

La segunda generación de pirocloro (II) reemplaza al primario a partir de vetillas secundarias y está asociada a la entrada de dolomita tardía.

En la posición B, el Ti alcanza en esta generación de pirocloro valores de hasta 0.25 apfu, los cuales son por consiguiente ligeramente superiores a los que se dan en el caso del pirocloro I (figura 2.5.7.1a). Los valores de Ta, Zr, Fe y Si se mantienen, no obstante, muy bajos o nulos (figuras 2.5.7.1a a d).

Aunque presenta Na y Ca como cationes principales en la posición A, puede darse una ligera disminución en la proporción de Na, a la vez que contiene un leve enriquecimiento en Ce_2O_3 y ThO_2 (hasta 2.81% y 3.27% en peso respectivamente). Por ello, se da un ligero incremento en el número de vacantes en la posición A ((figuras 2.5.7.1e a i).

Como acontece en otros pirocloros secundarios, no presenta F en la posición Y, correspondiendo por consiguiente a hidroxicalciopirocloro, pero empobrecido en Na respecto a la generación anterior.

Pirocloro III

Finalmente se ha observado un punto correspondiente a pirocloro de tipo III pseudomorfizando la fase primaria.

Las proporciones de elementos en la posición B son similares a las descritas en los pirocloros anteriores ((figuras 2.5.7.1a a d).

En cambio, esta generación de pirocloro destaca por la fuerte desaparición de Na en la posición A, con aumento de vacantes de hasta 0.74 apfu y proporciones traza de Ce y Th (figuras 2.5.7.1e a i).

Esta generación tampoco contiene F en la posición Y; por consiguiente, también puede definirse como hidroxicalciopirocloro según la clasificación de Atencio et al. (2010), debido a que el catión Ca predomina en la posición A, Nb en B y no hay F en Y. No obstante, está muy empobrecido en Na respecto de los casos anteriores, pudiendo estar ligeramente más enriquecido en HFSE.

2.5.7.2. Pirocloro en los dominios de magnetita-apatito

En estos dominios se han identificado también hasta cinco generaciones de pirocloro, encontrándose diseminadas entre los cristales de magnetita y apatito. Su composición se resume en la figura 2.5.7.2.

Pirocloro I

El pirocloro I o primario es la generación más abundante de pirocloro en estas facies, cocrystalizando entre apatita, tetraferroflogopita o richterita.

En primer lugar, la posición B está ocupada principalmente por Nb, con cantidades accesorias de Ti (hasta 0.32 apfu) con sólo ligeros enriquecimientos en Ta (figura 2.5.7.2a); destacan los contenidos de Zr (hasta 0.19 apfu; figura 2.5.7.2b), ligeramente superiores a los del pirocloro I de las brechas carbonatíticas. En cambio, los contenidos en Fe y Si no son especialmente relevantes, siendo bajos (figuras 2.5.7.2c, d).

Por su parte, la posición A está ocupada por Ca (en el orden de 1 apfu), Na (con una proporción algo inferior a 0.90 apfu), y sólo muy bajas proporciones de Sr, U, Th y Ce; por consiguiente, el número de vacantes es próximo a 0 (figura 2.5.7.2 e a i).

Su posición Y no contiene F y por estequiometría se considera que está ocupada por grupos OH, por lo que en conjunto esta generación de pirocloro se puede clasificar como hidroxicalciopirocloro.

Pirocloro II

El pirocloro II se encuentra reemplazando a la generación anterior en zonas afectadas por dolomitización secundaria. Presenta una composición similar al pirocloro II de la matriz carbonatítica. En este caso, se han identificado dos subtipos, ambos con Ca como catión mayoritario y con una pérdida substancial de Na respecto al pirocloro I; por consiguiente, el número de vacantes

es variable y tiende a muy ser muy superior al del pirocloro primario, en algunos casos alcanzando hasta 1 apfu. Los subtipos se han diferenciado en base a las proporciones de Th y Ce .

En la posición B los dos subtipos tienen la misma composición, que es por otra parte similar a la del pirocloro I, con Nb dominante y escasas proporciones de otros elementos, excepto el Ti (figura 2.5.7.2 a – d).

Las diferencias importantes se dan en la posición A (figuras 2.5.7.2 e – i), puesto que el primer subtipo (IIa) tiene una cantidad superior de ThO_2 , que puede alcanzar hasta 7.72% en peso y una proporción de Ce_2O_3 destacable, comprendida entre 1.29 y 3.47% en peso. En cambio, el segundo subtipo (IIb) está mucho más enriquecido en las tierras raras ligeras, en particular Ce y Nd, con cantidades que alcanzan hasta 9.37% y 3.54% en peso respectivamente. La proporción de ThO_2 es inferior al 2% en peso.

En cualquier caso, en base a la composición, el pirocloro tipo II se puede también clasificar como hidroxicalciopirocloro, aunque en algunos casos en que dominan las vacantes en la posición A alcanza a tratarse de hidroxikenopirocloro, de acuerdo con la nomenclatura de Atencio et al. (2010).

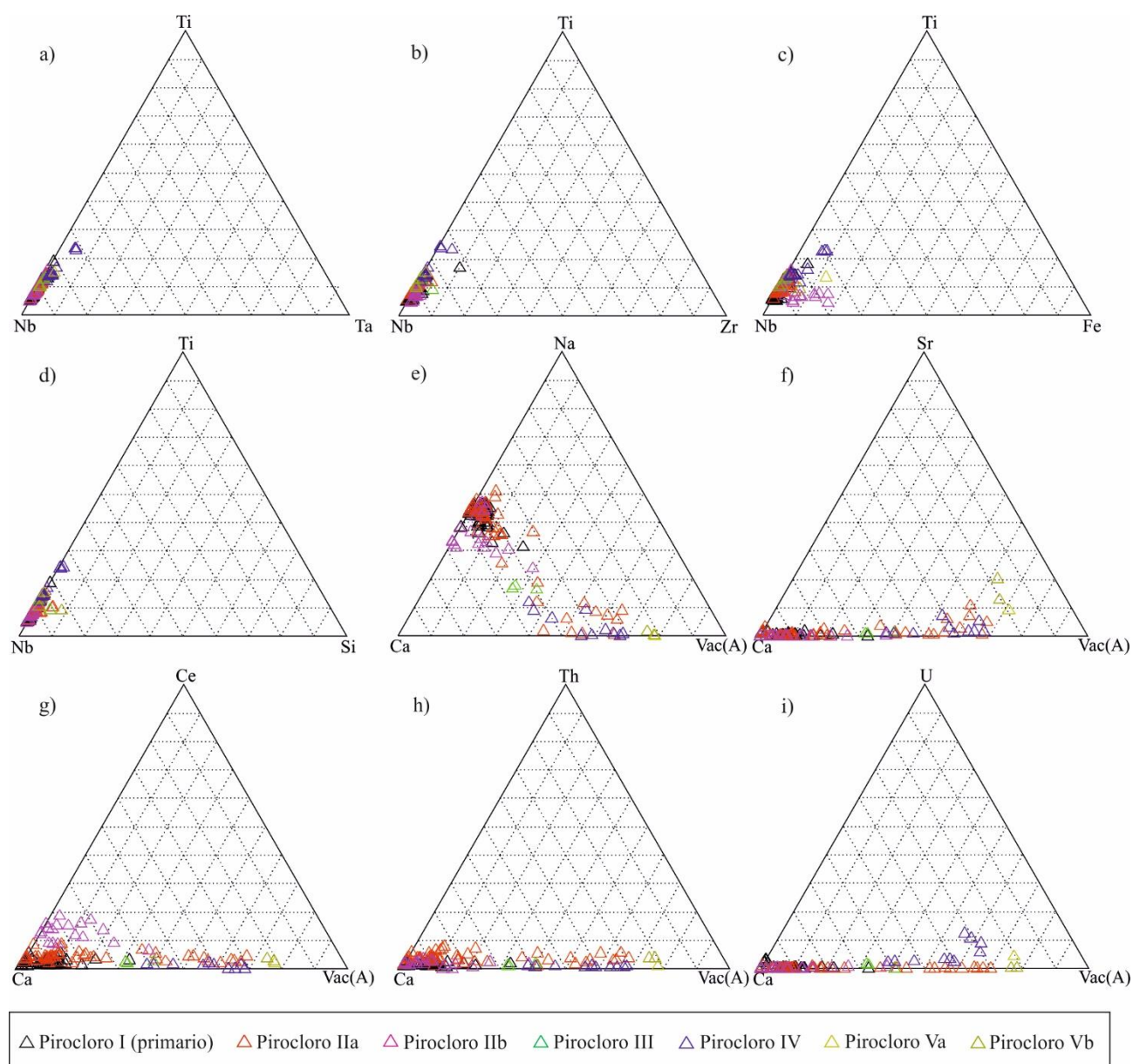


Figura 2.5.7.2: Representación de la composición de los cristales de pirocloro que forman los dominios de rocas de magnetita-apatito. Los diagramas ternarios de las figuras “a” hasta la “d” corresponden a los cationes en la posición B, mientras que los diagramas ternarios desde la figura “e” hasta la “i” corresponden a los de la posición A.

Pirocloro III

El pirocloro III forma reemplazamientos irregulares en pirocloro primario, aunque en las rocas de magnetita y apatito es aún más escaso que en la matriz carbonatítica.

La composición de la posición B se mantiene relativamente similar a la de las generaciones de pirocloro preexistentes I y II (figuras 2.5.7.2 a-d)

En este pirocloro aumenta el número de vacantes en la posición A, si bien no hay concentraciones de otros elementos menores además del Ca (figuras 2.5.7.2 e-i).

En la posición Y no hay F y debe estar ocupada por OH, por lo que se clasifica como hidroxicalciopirocloro.

Pirocloro IV

El pirocloro IV es muy escaso, ya que sólo se encuentra reemplazando algunos pocos cristales de pirocloro I y II o sobrecreciendo niobozirconolita.

En la figura 2.5.7.2a se observa que la posición B está ocupada principalmente por Nb, aunque presenta ligeros enriquecimientos Ti (hasta 0.30 apfu) que pueden ayudar a explicar la zonación débil del mineral; asimismo se distinguen, aunque en menor medida, valores ligeramente altos en Ta (hasta 0,08 apfu; figura 2.5.7.2a). En cambio, los valores de Zr, Si i Fe^{3+} son muy bajos (figuras 2.6.5.2.b, c, d).

En este pirocloro las vacantes en A pueden llegar a ser dominantes (figura 2.5.7.2e a i). Como en el resto de pirocloros, el Ca es el catión dominante que queda en la posición A, con proporciones muy bajas de Na y Sr, aunque también hay proporciones relativamente elevadas de HFSE, traducidas en las proporciones de ThO_2 y muy especialmente de UO_2 , que alcanzan hasta 5.62% y 16.62% en peso, respectivamente (figuras 2.5.7.2e a i).

Por otra parte, los análisis de microsonda demuestran que en la posición Y no hay flúor, y nuevamente parece tener exclusivamente OH. Por consiguiente, esta generación de pirocloro puede clasificarse como hidroxikenopirocloro, de acuerdo con los criterios de nomenclatura de Atencio et al. (2010).

Pirocloro V

Finalmente, se ha identificado de forma muy local pirocloro de tipo 5 reemplazando algunas de las generaciones anteriores. La composición de este tipo de pirocloro está influenciada por la del pirocloro reemplazado. De este modo, el subtipo Va reemplaza pirocloro de tipo II, por lo que en la posición A presenta una proporción similar de Th y Ce, además de Sr. El subtipo Vb pseudomorfiza pirocloro de tipo IV, por lo que estará compuesto por U, Th y Ta. En ambos subtipos la proporción en Sr en la posición A alcanza hasta 0.38 apfu y es inferior a Ca (figura 2.5.7.2 f).

En todo caso, estas dos generaciones se clasifican asimismo como hidroxikenopirocloro, ya que presentan un número de vacantes que ocupan la mayor parte de la posición A y no presentan F en Y.

2.5.7.3. Pirocloro de la matriz carbonatítica

En la matriz carbonatítica es donde se observa una mayor variabilidad composicional de pirocloro. Se han definido hasta cinco generaciones distintas que corresponden a pirocloro primario (tipo I) y cuatro generaciones secundarias enriquecidas en HFSE (Ta, Ti, Th, U) y Sr relacionadas

con los procesos de dolomitización, ankeritización y silicificación que afectan la roca posteriormente. Su composición se resume en la figura 2.5.7.3.

Pirocloro primario

El pirocloro primario cocrystaliza con calcita y apatito y presenta una composición homogénea similar al pirocloro I definido en unidades centrales del complejo (Bambi, 2015) y en el complejo de Tchivira (Melgarejo et al., 2012).

En primer lugar, en la posición B la proporción de Nb es siempre mayoritaria y está comprendida entre 1.6 y 2.0 apfu. El resto está formado por Ti, en cantidades alrededor de 0.10-0.20 apfu, con proporciones casi nulas de componente microlita (figura 2.5.7.3a); el Zr es asimismo muy bajo, aunque en algunos casos presenta una proporción que alcanza 0.11 apfu (figura 2.5.7.3b). La proporción de Fe y Si es muy baja o nula (figura 2.5.7.3c, d).

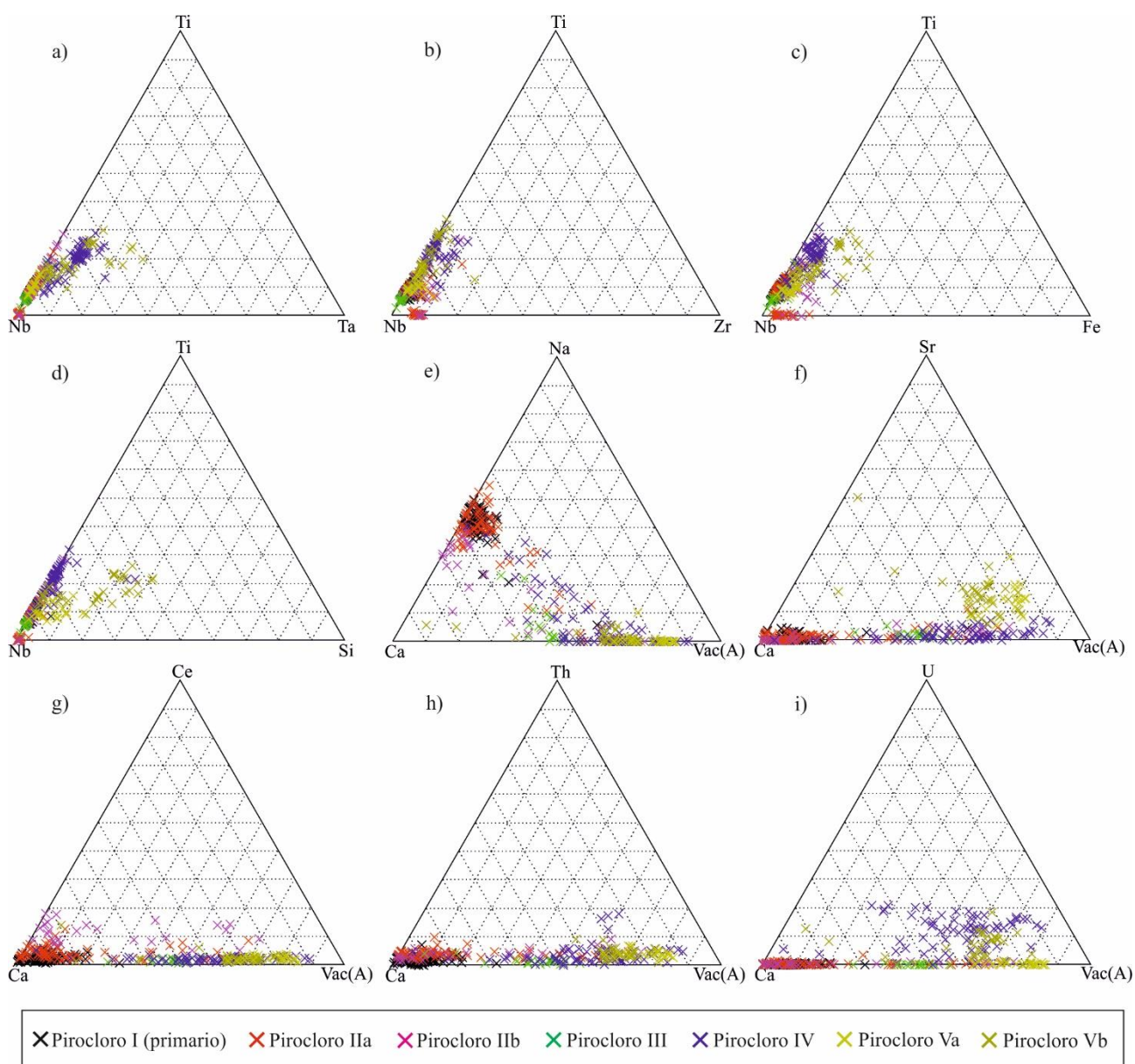


Figura 2.5.7.3. Representación de la composición de las distintas generaciones de pirocloro que forman la matriz carbonatítica de las brechas. Los diagramas ternarios desde la figura “a” hasta la “d” corresponden a los cationes que ocupan la posición B, mientras que los diagramas desde la figura “e” hasta la “i” muestran los de la posición A.

La posición A está ocupada mayoritariamente por Na y Ca (figura 2.5.7.3 e) con proporciones de Na ligeramente inferiores a las de Ca, comprendidas entre 0.66 y 0.97 apfu. En esta posición entran cantidades de hasta un 2% en peso de Ce_2O_3 y ThO_2 . El número de vacantes es muy reducido, próximo a 0, si bien puede alcanzar hasta 0.10 apfu.

Por otra parte, a diferencia de los cristales de pirocloro que forman las unidades centrales del plug carbonatítico, el pirocloro I tiene una baja proporción de F en la posición Y, que solo alcanza un 1% en peso; el balance de cargas sugiere que la ocupación de esta posición se realiza mediante grupos OH.

Por consiguiente, a partir de la composición descrita, esta generación se puede clasificar como hidroxicalciopirocloro (Atencio et al., 2010).

Pirocloro II

El pirocloro II se encuentra asociado a los procesos de dolomitización. Reemplaza de forma irregular al pirocloro primario y se caracteriza por presentar un enriquecimiento variable en Th y REE (figura 2.5.7.3 diagramas g, h, i) sin F en la posición Y. Se han definido dos subtipos.

El primer subtipo (subtipo IIa) presenta en su posición B la misma composición que el pirocloro I (figuras 2.5.7.3a-d), si bien la proporción de Ti puede ser ligeramente superior a la de éste, quedando entre 0.2 y 0.35 apfu. Por otra parte, la posición A queda ocupada por Ca principalmente, mientras que se observa una disminución de Na respecto al pirocloro I (entre 0.5 y 1 apfu). En compensación, en esta posición entra ThO_2 y Ce_2O_3 en proporciones que alcanzan hasta un 6.73% y 3.37% en peso respectivamente siendo Th más abundante (figura 2.5.7.3 g- i).

El segundo subtipo (subtipo IIb) se encuentra reemplazando pirocloro primario de tipo esquelético, intercrecido con apatito, calcita y niobozirconolita. La posición A del pirocloro está enriquecida principalmente en Ce_2O_3 y Nd_2O_3 en proporciones de hasta 9.49% y 3.67% en peso (figura 2.5.7.3g). La cantidad de ThO_2 es superior al subtipo anterior, pero inferior a la suma de REE. La proporción de Na es muy inferior a la registrada en el pirocloro primario, mientras que la proporción atómica de Ca se mantiene constante y cercana a 1. En la posición B destaca la variable proporción de Ti, que oscila entre 0.1 hasta 0.48 apfu en algunos puntos.

Puesto que no contiene F en la posición Y, este pirocloro es hidroxicalciopirocloro.

Pirocloro III

En base a su composición, y siguiendo los criterios definidos por Atencio et al. (2010), ambos subtipos IIa y IIb se deben también clasificar como hidroxicalciopirocloro.

El pirocloro de tipo III se encuentra sobrecreciendo los pirocloros I y II, y estaría asociado a los estadios de dolomitización. Se trata de una generación muy escasa en esta zona del complejo; sin embargo, es muy frecuente como reemplazamiento de los pirocloros de tipo I en las unidades centrales del complejo de Bonga (pirocloro tipo II; Bambi, 2015).

Este pirocloro se caracteriza porque la posición A sigue mayoritariamente ocupada por Ca, en cantidades aproximadas de 1 apfu, pero no contiene Na, por lo que en compensación el número de vacantes aumenta hasta 1 apfu (figura 2.5.7.3e). También presenta proporciones accesorias de ThO_2 y Ce_2O_3 inferiores al 2%.

En la posición B o en Y no hay cambios respecto al pirocloro primario (figuras 2.5.7.3a – d).

Por consiguiente, este pirocloro puede clasificarse también como hidroxicalciopirocloro de acuerdo con la clasificación de Atencio et al. (2010).

Pirocloro IV

El pirocloro IV es una generación tardía que puede pseudomorfizar los tipos anteriores o puede formar cristales individuales. Aparece en estadios de ankeritización de la matriz. Su composición es bastante heterogénea y se caracteriza por presentar elevadas concentraciones de U, Th, Ce y Ta.

En la posición B se observa una disminución de Nb debido a la entrada de una elevada proporción de Ta, que puede alcanzar hasta 0.35 apfu (figura 2.5.7.3a). A pesar de este enriquecimiento, en ningún caso la cantidad de Ta es superior a Nb, por lo que no llega nunca a ser microlita. La proporción de Ti puede llegar hasta 0.56 apfu, superior a la de los pirocloros anteriores (figura 2.5.7.3a). También pueden darse algunos enriquecimientos menores en Si y Zr (figuras 2.5.7.3b-d).

Ca es el catión mayoritario en la posición A, en una proporción que no obstante disminuye casi siempre fuertemente respecto al pirocloro I, donde era cercana a 1. En cambio, en esta generación de pirocloro se incorporan cantidades importantes de UO_2 en esta posición, que oscilan entre 1.46 y 22.58% en peso (figura 2.5.7.3i). Su proporción en ThO_2 también es destacable, alcanzando hasta 7.13% en peso; no obstante, muy localmente en zonas fuertemente ankeritizadas se han analizado pirocloros con un 20.23% en peso de ThO_2 . Pese a todo ello, el número de vacantes es elevado y casi siempre superior a 1 apfu.

En la posición Y no hay fluor, y se calcula que queda ocupada por OH.

Teniendo en cuenta esta distribución de elementos, el pirocloro IV se puede clasificar como hidroxienopirocloro según Atencio et al. (2010).

Pirocloro V

El pirocloro de tipo V se caracteriza por contener cantidades significativas de Sr en su estructura. Está asociado a ankerita y cuarzo hidrotermal. Esta generación pseudomorfiza a las anteriores, de modo que su composición es heterogénea y está condicionada por el pirocloro precursor al que reemplaza. A grandes rasgos se han definido dos subtipos.

Un primer subtipo (subtipo Va) se encuentra reemplazando a los cristales de pirocloro de tipo II, de modo que, además de Sr, contiene Th y Ce. Así, la posición A contiene muchas posiciones vacantes, de manera que el número de vacantes alcanza hasta 1.32 apfu. En cuanto a la proporción de Sr, está comprendida entre 0.11 y 0.56 apfu. La cantidad de ThO_2 y CeO_3 es ligeramente superior a la observada en el primer subtipo del pirocloro II. En la posición B no se observan variaciones respecto al pirocloro II, aunque sí que destaca la entrada de Si (figura 2.5.7.3 d), de hasta 0.17 apfu y que posiblemente se deba a que esta generación de pirocloro se forma durante la alteración de la matriz por cuarzo hidrotermal.

El segundo subtipo se encuentra reemplazando a los pirocloros de tipo IV, de modo que además de presentar Sr contiene valores altos de Th, U y Ta. La proporción de Sr presenta un rango composicional de entre 0.14-0.69 apfu, inferior a la proporción de Ca. El contenido en UO_2 y ThO_2 (20.15% y 8.60% en peso, respectivamente) es similar al del pirocloro IV (figura 2.5.7.3 h, i). Como en el caso del subtipo anterior, el número de vacantes alcanza 1.24 apfu. La posición B está ocupada mayoritariamente por Nb, aunque en este caso destaca la entrada de Ti (hasta 0.43 apfu) y sobre todo de Ta, que puede llegar hasta 0.38 apfu (figura 2.5.7.3a). Del mismo modo que en el subtipo anterior, también se observa un notable enriquecimiento de Si, alcanzando valores de hasta 0.45 apfu.

Ambos subtipos Va y Vb se clasifican como hidroxienopirocloro según los criterios de Atencio et al. (2010).

2.5.7.4. Pirocloro en los dominios de natrocarbonatita

Se trata de fragmentos fuertemente reemplazados por carbonatos del grupo de la dolomita y cuarzo en los que se han determinado hasta tres generaciones de pirocloro con proporciones de Sr, U, Th, Ce, Ta variables.

Estos tipos de pirocloro no forman cristales individuales, sino que están intercrecidos con zircón al que reemplazan, y a su vez sobrecreciendo una fase primaria de Zr, Nb, Ca y Ti. No se ha observado hasta ahora pirocloro de tipo I primario en estas rocas.

Pirocloro II

Se ha identificado una generación de pirocloro con una composición similar a la del pirocloro IIa descrito en la matriz carbonatítica y en los cuerpos de magnetita-apatito.

En la posición B, dominada por Nb, destaca la proporción de hasta un 0.33 apfu de Ti (figura 2.5.7.4a-d).

En la posición A este pirocloro contiene una proporción de Ca que alcanza hasta 0.90 apfu y un número de vacantes alto que predomina en la posición (figuras 2.5.7.4e-i). Respecto el contenido en HFSE y REE, se observa una cantidad importante de ThO₂ (hasta 8.23% en peso) y Ce₂O₃ (hasta 3.15% en peso).

En la posición Y no hay F y, por consiguiente la composición de este pirocloro, según los criterios de Atencio et al. (2010), oscila entre hidroxicalciopirocloro e hidroxikenopirocloro.

Pirocloro IV

Una segunda generación de pirocloro de estas rocas presenta una composición similar a la del pirocloro IV ya descrito anteriormente.

La posición B, además de Nb, presenta una proporción de hasta 0.07 apfu de Ta y hasta 0.30 apfu de Ti (figuras 2.5.7.4 a – d). El resto de elementos no presentan contenidos significativos en esta generación de pirocloro (figuras 2.5.7.4b – d).

Por su parte, la posición A de esta fase está ocupada por Ca, si bien hay un número de vacantes mayoritario (figuras 2.5.7.4e – i), además de una proporción de ThO₂ de hasta 7.07%. En cambio, la proporción de UO₂ es más elevada que en el caso anterior y queda comprendida entre 1.03 y 3.25% en peso, aunque es inferior a la de los pirocloros tipo IV de la matriz carbonatítica y cuerpos de magnetita-apatito descritos anteriormente.

Pirocloro V

Finalmente, el tercer tipo de pirocloro de estas rocas está enriquecido en Si y suele aparecer juntamente con la entrada de cuarzo tardío, de la misma forma que acontece con el pirocloro V de la matriz. Se trata de la generación más abundante en estas rocas y que pseudomorfiza a las dos anteriores.

Su posición A está poco ocupada por cationes, de modo que el número de vacantes es dominante y generalmente supera 1 apfu. Los cationes presentes son principalmente Ca y Sr, que presentan una proporción similar, comprendida entre 0.26 – 0.58 y 0.17 – 0.42 apfu respectivamente (figura 2.5.7.4f). Las proporciones de ThO₂ y UO₂ son similares a las de las generaciones anteriores, mientras que se registra un enriquecimiento importante en UO₂ (hasta 6.64% en peso).

Esta tercera generación de pirocloro contiene un número de vacantes que predomina en la posición A, sin F en la posición Y y con Nb dominante en B, por lo que según la clasificación de Atencio et al. (2010) corresponde a hidroxikenopirocloro.

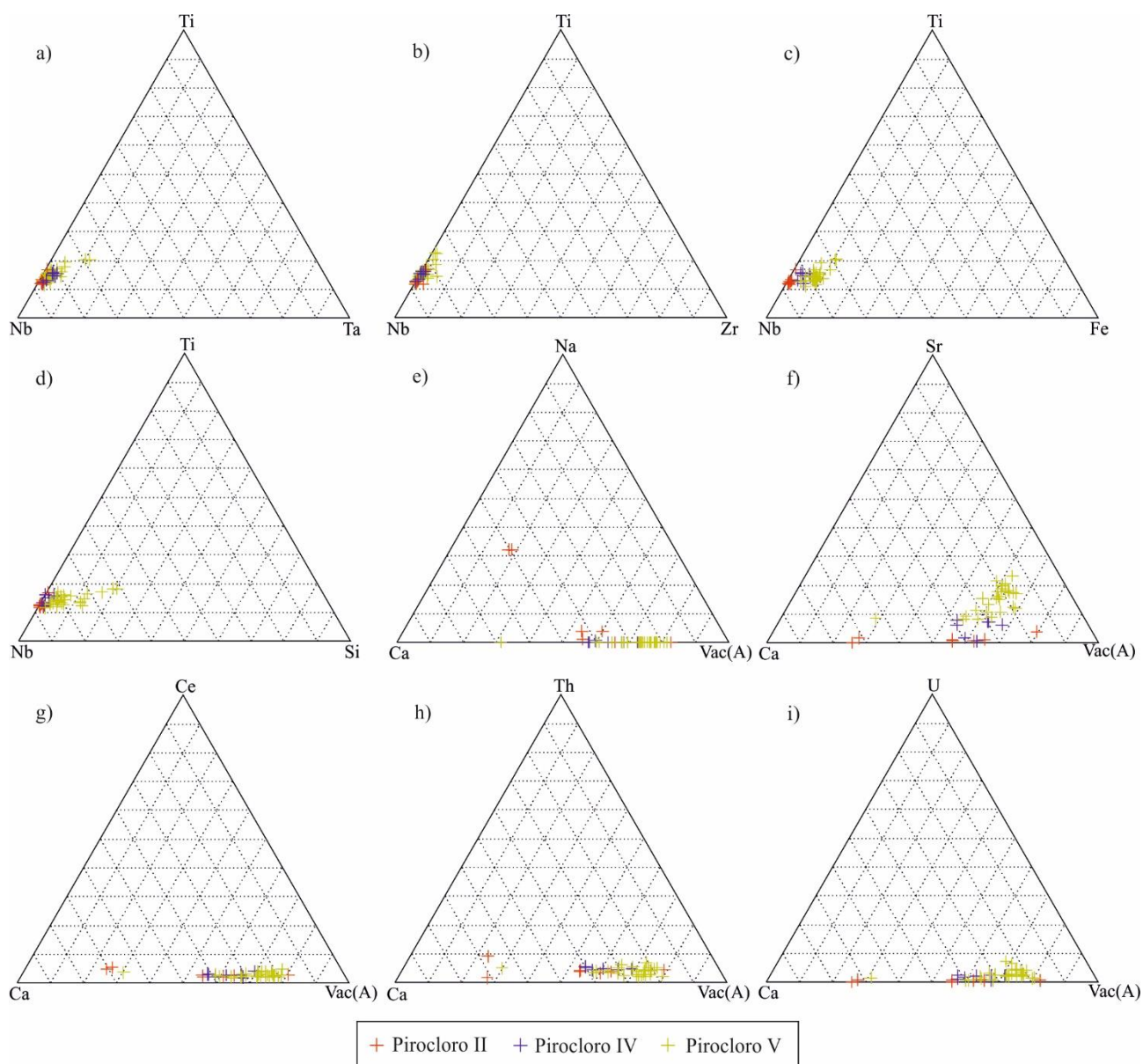


Figura 2.5.7.4: Representación de la composición de los pirocloros que forman los fragmentos de natrocarbonatita. Los diagramas ternarios a hasta d corresponden a los cationes en la posición B mientras que los diagramas desde e hasta i los de la posición A.

En la posición Y no hay F y por tanto este pirocloro puede clasificarse predominantemente como hidroxikenopirocloro.

2.5.7.5. Variación composicional del pirocloro I

Se han comparado las composiciones obtenidas del pirocloro de tipo I (primario) presentes en las diferentes unidades donde se encuentra: fragmentos de calciocarbonatitas, cuerpos de magnetita-apatito y en la matriz carbonatítica. Como se observa en la figura 2.5.7.5, las composiciones de todos estos cristales son relativamente homogéneas y muy similares entre sí, si bien se observan ciertas diferencias.

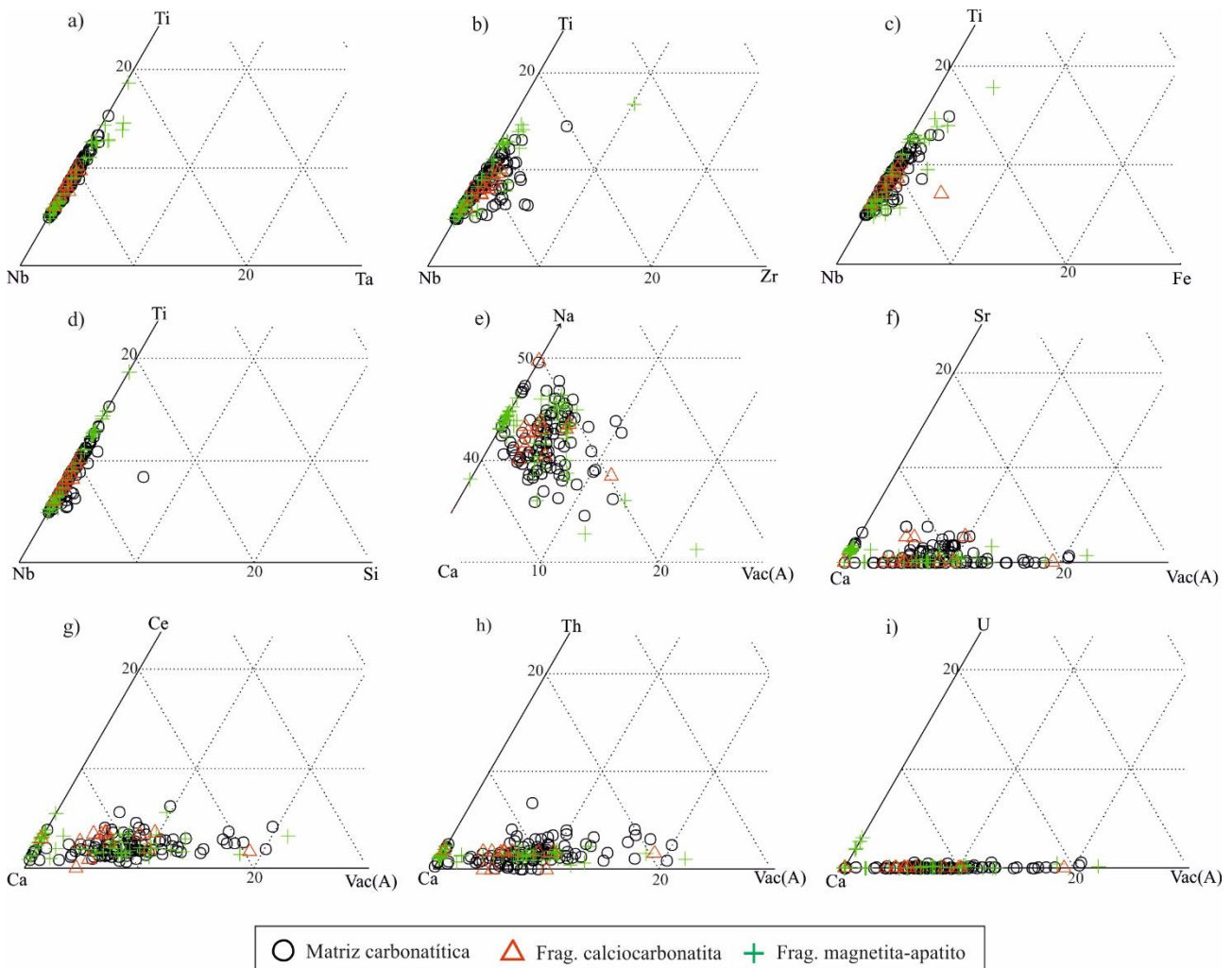


Figura 2.5.7.5: Representación de la composición del pirocloro de tipo I. Los diagramas ternarios de las figura "a" hasta "d" representan la distribución de los cationes en la posición B, mientras que los diagramas de las figuras desde "e" hasta "i" representan la distribución de cationes respecto a vacantes en la posición A.

De este modo, la posición B está ocupada predominantemente por Nb (figura 2.5.7.5 a), si bien siempre hay además cierta proporción, muy variable en cada unidad, de Ti. Estas ligeras variaciones pueden estar entre las causas del zonado del mineral. No obstante, la composición del pirocloro no es totalmente idéntica, pues hay ligeras diferencias en lo que atañe al contenido en otros elementos menores, diferencias que merecen ser discutidas. De este modo, los cristales de pirocloro de los fragmentos de carbonatitas procedentes del cuerpo principal tienen contenidos casi nulos de Si y de elementos HFSE, como Ta (figura 2.5.7.5a) y Zr (figura 2.5.7.5b); en cambio, los cristales de pirocloro de los cuerpos de magnetita-apatito se encuentran ligeramente enriquecidos en Ta, Zr y Fe^{3+} (figura 2.5.7.5c), mientras que los de la matriz carbonatítica están también claramente enriquecidos en Si y Zr (figura 2.5.7.5d), lo cual es anómalo en un pirocloro primario, pese a que las proporciones de silicio se mantienen en todo caso muy bajas. Por consiguiente, es importante tomar nota de que la

composición del pirocloro primario es ligeramente diferente en las carbonatitas, siendo algo más evolucionada en las carbonatitas de la matriz carbonatítica, de formación más tardía, que en los fragmentos de carbonatitas.

En todas las unidades el pirocloro primario presenta Na y Ca como cationes mayoritarios en la posición A (figura 2.5.7.5 e) siendo Na ligeramente inferior al Ca. Además, esta generación primaria siempre contiene una pequeña proporción de Th, Ce y Sr (figura 2.5.7.5 f, g, h). La proporción de U casi siempre es totalmente nula en el pirocloro primario, aunque en los cuerpos de magnetita-apatito se observan ligeros enriquecimientos en este elemento, que a su vez se correlacionan con la presencia de proporciones ligeramente más elevadas de Ta y Ti en la posición B (figura 2.5.7.5 a, i). Con todo, la posición nunca está completamente ocupada por estos cationes, por lo que siempre existe una pequeña proporción de vacantes.

No obstante, resulta muy ilustrativo comparar la evolución de la proporción de F del pirocloro de los cuerpos estudiados con la evolución de los elementos mayores, HFSE, REE y LILE del pirocloro primario de los cuerpos carbonatíticos estudiados, especialmente cuando se compara a su vez con respecto a los cristales de pirocloro de generación primaria en los complejos de Tchivira y Catanda y en el resto de unidades del complejo de Bonga (Bambi, 2015; Bambi et al., 2012; Melgarejo et al., 2012) (figuras 2.5.7.6, 2.5.7.7).

De este modo, la característica más destacada de los pirocloros primarios de los cuerpos magmáticos periféricos del plug de Bonga es que presentan una proporción de flúor muy baja en la posición Y, en comparación con sus equivalentes de las carbonatitas de Tchivira, Catanda y del resto de unidades del mismo complejo de Bonga. La concentración de F obtenida es similar, e incluso inferior, a las concentraciones que presentan los pirocloros que se encuentran en las lavas del complejo de Catanda, con los contenidos de F más bajos registrados hasta ahora en Angola, lo cual se ha explicado en este último caso por la posible exsolución de una fase fluida rica en F del magma carbonatítico durante los procesos eruptivos (Bambi et al., 2012; Bambi, 2015).

En comparación con los demás complejos, el pirocloro primario del complejo periférico de Bonga presenta una proporción de REE y HFSE muy similar a la del pirocloro primario del plutón de Tchivira o el plug de Bonga, e inferior al de las lavas de Catanda.

En la posición B, la proporción de Nb es elevada y bastante homogénea mientras que Ta y Zr se encuentran en proporciones muy bajas parecidas a las proporciones de los pirocloros de Tchivira y las unidades centrales de Bonga (figura 2.5.7.6 a, b, c). Las mayores diferencias se observan en los pirocloros de las lavas de Catanda que muestran los valores de Ta y Zr más altos (Bambi, 2015).

En esta unidad destaca la variación en la proporción de Ti, generalmente superior a los pirocloros de los otros complejos. Se observa una cierta tendencia a la disminución de F y aumento de Ti aunque la correlación entre ambos elementos es bastante errática.

Por otra parte, aunque los contenidos en F son bajos en estas rocas, los contenidos de este elemento definen un trend evolutivo, de modo que tiende a disminuir todavía más desde las facies más antiguas (fragmentos de carbonatitas) a las más modernas (matriz carbonatítica tardía; figura).

Los pirocloros primarios de los cuerpos carbonatíticos estudiados presentan tendencias de evolución similares a los que se dan en Tchivira, Bonga y Catanda, aunque con valores de F iniciales muy inferiores, por lo que los trends evolutivos tienen una pendiente menos acusada. De este modo, en la posición A, F disminuye a la vez que la proporción de Na, mientras que el Ca se mantiene constante, cosa que acontece en numerosas carbonatitas (por ejemplo, Lumpkin & Ewing, 1995; Melgarejo et al., 2012). El rango composicional de Na y Ca es muy similar al que presentan los pirocloros de las unidades centrales de Bonga aunque el Na es superior y es similar a los pirocloros I de Tchivira.

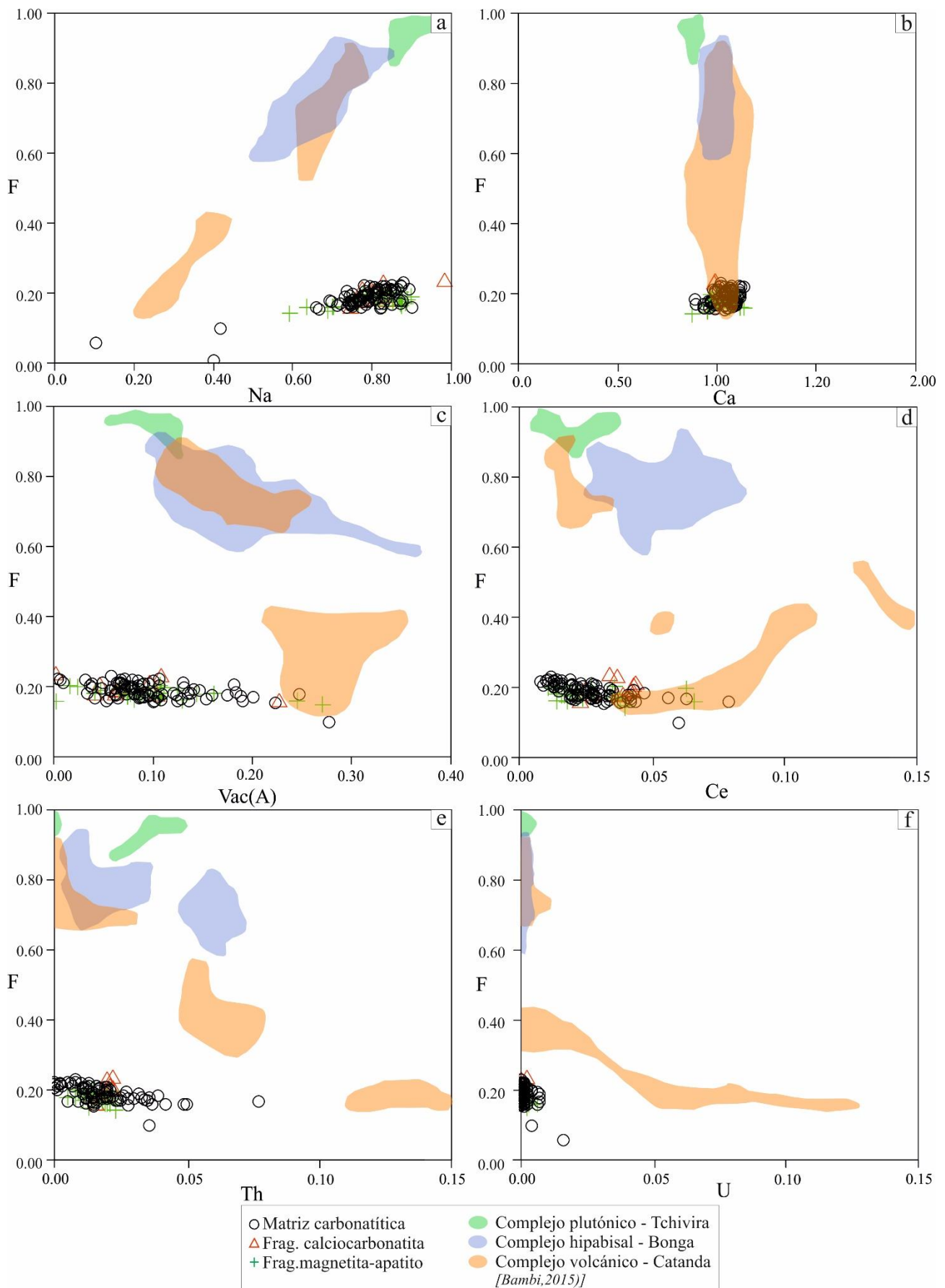


Figura 2.5.7.6: Diagramas binarios que representan la ocupación de diversos cationes en la posición A del pirocloro I versus la concentración de F en el complejo magmático periférico de Bonga. Los valores obtenidos se comparan con las composiciones de los pirocloros de los complejos de Tchivira, Bonga y Catanda estudiados por Bambi (2015). La flecha roja marca el trend evolutivo de las carbonatitas de Angola y la azul la de las rocas del complejo brechoide periférico de Bonga.

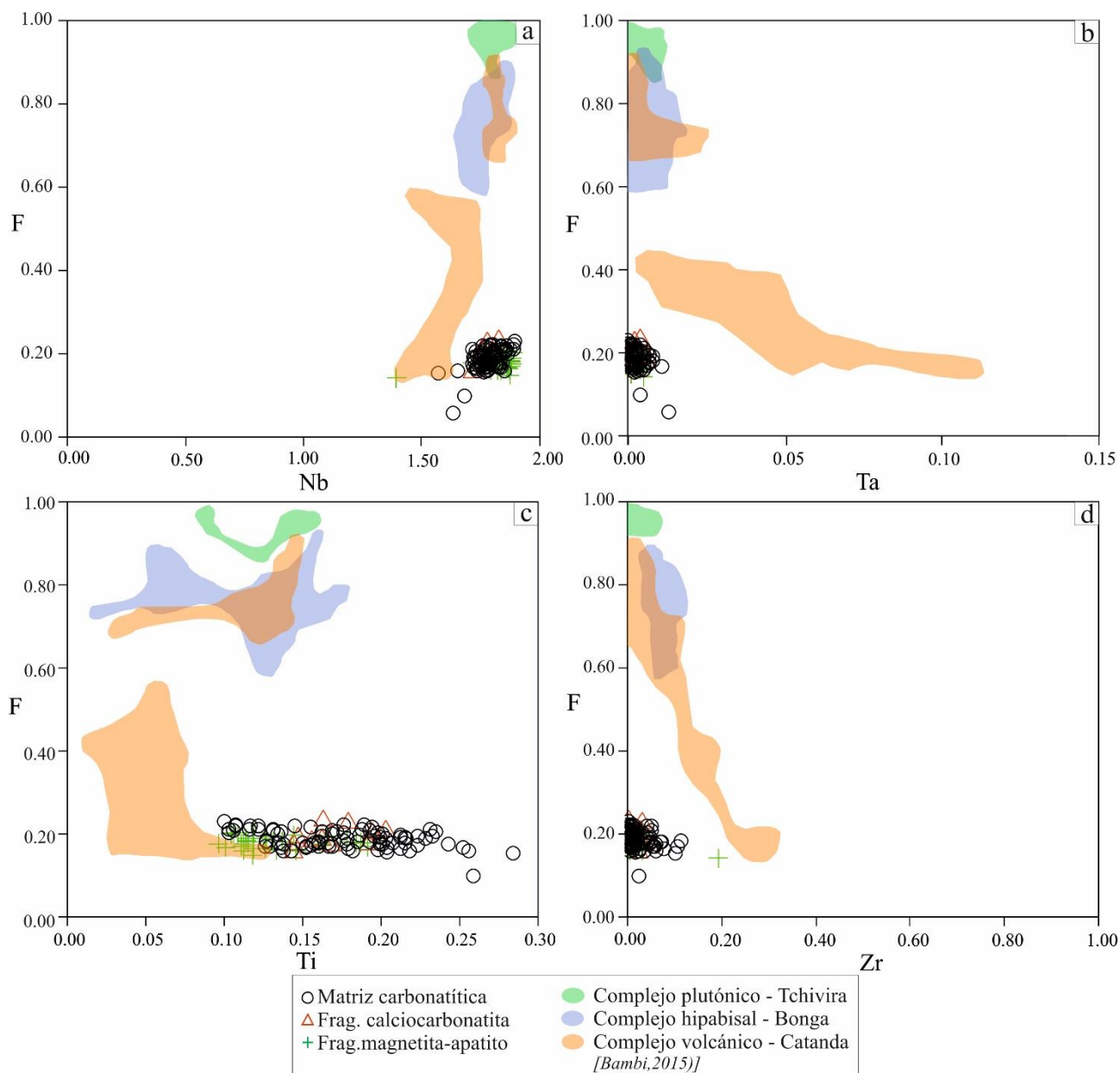


Figura 2.5.7.6 (continuación). Diagramas binarios que representan la posición A del pirocloro I versus la concentración de F. Los valores obtenidos se comparan con los pirocloros de los complejos de Tchivira, Bonga y Catanda estudiados por Bambi (2015). La flecha roja marca el trend evolutivo de las carbonatitas de Angola y la azul la de las rocas del complejo brechoide periférico de Bonga.

Se aprecia una disminución de F con la entrada de REE, principalmente Ce, y HFSE, Th y U, en todo comparable a la que se ha describe en los anteriores complejos carbonatíticos. No obstante, esta correlación negativa entre F y Ce, Th y U con la proporción de F se representa en el gráfico con una pendiente mucho más suave, debido a que la proporción de F inicial es ya muy inferior (figuras 2.5.7.6 d, e, f). Debido a la entrada de REE, HFSE y disminución de Na y F se genera un incremento en el número de vacantes en la posición (figura 2.5.7.6 c).

2.5.7.6 Variación composicional del pirocloro secundario

Como ya se ha descrito en las unidades centrales del complejo de Bonga (Bambi, 2015) y en las carbonatitas del complejo de Tchivira (Melgarejo et al., 2012), la composición de los pirocloros

secundarios está directamente relacionada con el estadio hidrotermal en el que se forman. Del mismo modo ocurre en los cuerpos esferoidales de matriz carbonatítica de Bonga.

En las figuras 2.5.7.7 y 2.5.7.8 se resume la composición de los pirocloros secundarios analizados en función de la unidad en la que se encuentran y de su composición y se comparan con los pirocloros del resto del complejo de Bonga Bambi (2015).

La unidad más afectada por episodios de reemplazamiento tardíos corresponde a la matriz carbonatítica y por lo tanto es la que presenta una mayor variabilidad composicional. Se ha diferenciado pirocloro secundario de tipo II (subtipos a y b) y III formados durante el proceso de dolomitización; tipo IV relacionado con el proceso de ankeritización; finalmente tipo V (subtipos Va y Vb) asociados a ankerita y a la entrada de cuarzo hidrotermal.

Los fragmentos de natrocarbonatitas presentan una fuerte alteración a carbonatos secundarios sobre todo ankerita, además de cuarzo por lo que el pirocloro V (tipo Va y Vb) es la generación principal. Sin embargo, las unidades que presentan un bajo grado de alteración por carbonatos secundarios y cuarzo como fragmentos de calciocarbonatita y de magnetita-apatito muestran sobretodo pirocloro I pseudomorfizado inicialmente por tipo II y III. En los fragmentos de magnetita-apatito el pirocloro II es la generación más abundante ya que los tipos III, IV y V están en cantidades traza.

La matriz es la unidad que presenta una mayor variabilidad composicional en el pirocloro. Destacan enriquecimientos importantes en HFSE, principalmente Ta, Th y U (figuras 2.5.7.7 a, j, k, l).

La generación IV, asociada a ankerita tardía, presenta las mayores proporciones de U y Th registradas además de valores de Ta muy importantes. Sin embargo las proporciones de Ta más elevadas las presenta el pirocloro de tipo Vb, generación rica en Sr que pseudomorfiza al pirocloro IV en los estadios tardíos en los que la matriz de ankerita y dolomita es remplazada por cuarzo hidrotermal (figura 2.5.7.8).

Los fragmentos de natrocarbonatita con ankerita secundaria también contienen esta generación de pirocloro de Sr con Ta, U y Th aunque en una proporción inferior. El pirocloro de Sr además presenta una alta proporción de Si en B debido a su relación con cuarzo (figura 2.5.7.8 d).

El pirocloro de Sr en las brechas de Bonga contiene abundantes HFSE en A además de una proporción de Sr similar a Ca y abundantes vacantes (figura 2.5.7.8 g). En cambio, el pirocloro de Sr del plug de Bonga o el de las carbonatitas de Tchivira contiene proporciones de HFSE más bajas (Melgarejo et al., 2012; Bambi, 2015).

Respecto la concentración de tierras raras, estos cuerpos presentan elevados valores respecto las demás unidades que forman el complejo de Bonga. Las proporciones máximas de Ce, Nd, La y Sm se han determinado en los pirocloros de tipo IIb de la matriz que reemplazan pirocloro I esquelético intercrecido con apatito, calcita y niobozirconolita. Esta generación se relaciona con los procesos de dolomitización secundarios. También se observan proporciones elevadas en los pirocloros de tipo IIb en fragmentos de magnetita-apatito (figura 2.5.7.8 h, i).

La matriz carbonatítica presenta una cantidad accesoria de barita, pero las generaciones de pirocloro de Ba o de Pb que son muy abundantes en Tchivira (Bambi, 2015) no se han llegado a formar. En las unidades centrales de Bonga el pirocloro bórico sí que se forma aunque es escaso (Bambi, 2015). En Tchivira se ha relacionado la presencia de estos elementos con fluidos que reaccionaron con los granitos encajantes (Melgarejo et al., 2012; Bambi, 2015). En Bonga la escasa formación de barita y ausencia de pirocloros de Ba y Pb demuestra que no hubo tal influencia con la roca encajante o que fue mucho menor.

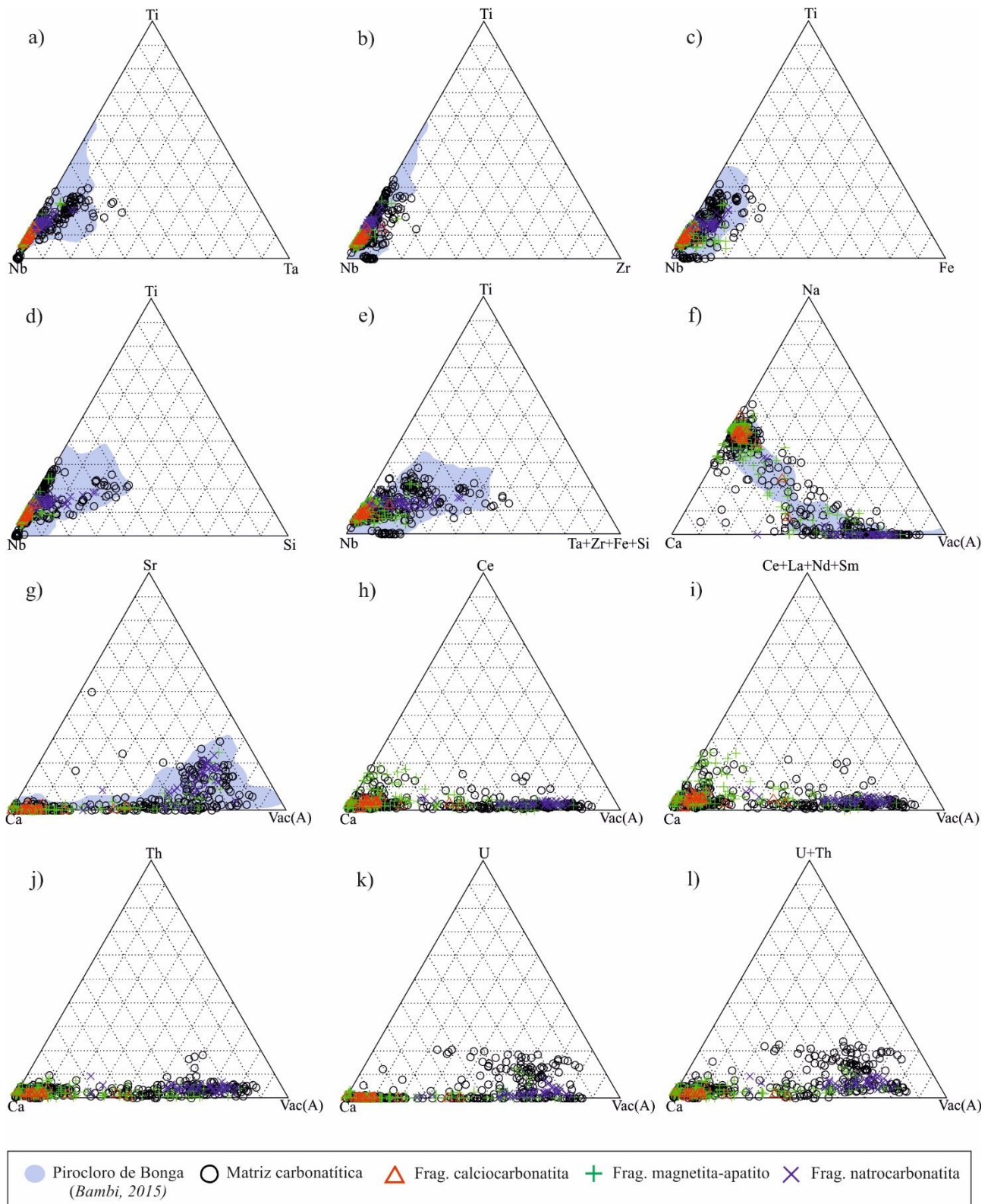


Figura 2.5.7.7: Representación de la composición del picrocloro según la unidad en la que se encuentra. Los diagramas ternarios a hasta e corresponden a los cationes en la posición B mientras que los diagramas desde f hasta l los de la posición A. Los valores se comparan con los picrocloros presentes en las unidades carbonatíticas del complejo estudiadas por Bambi (2015) (plug de calciocarbonatita central, carbonatita ankerítica, anillos anulares carbonatíticos, otras brechas carbonatíticas y aillikitas), indicadas por un sombreado azul.

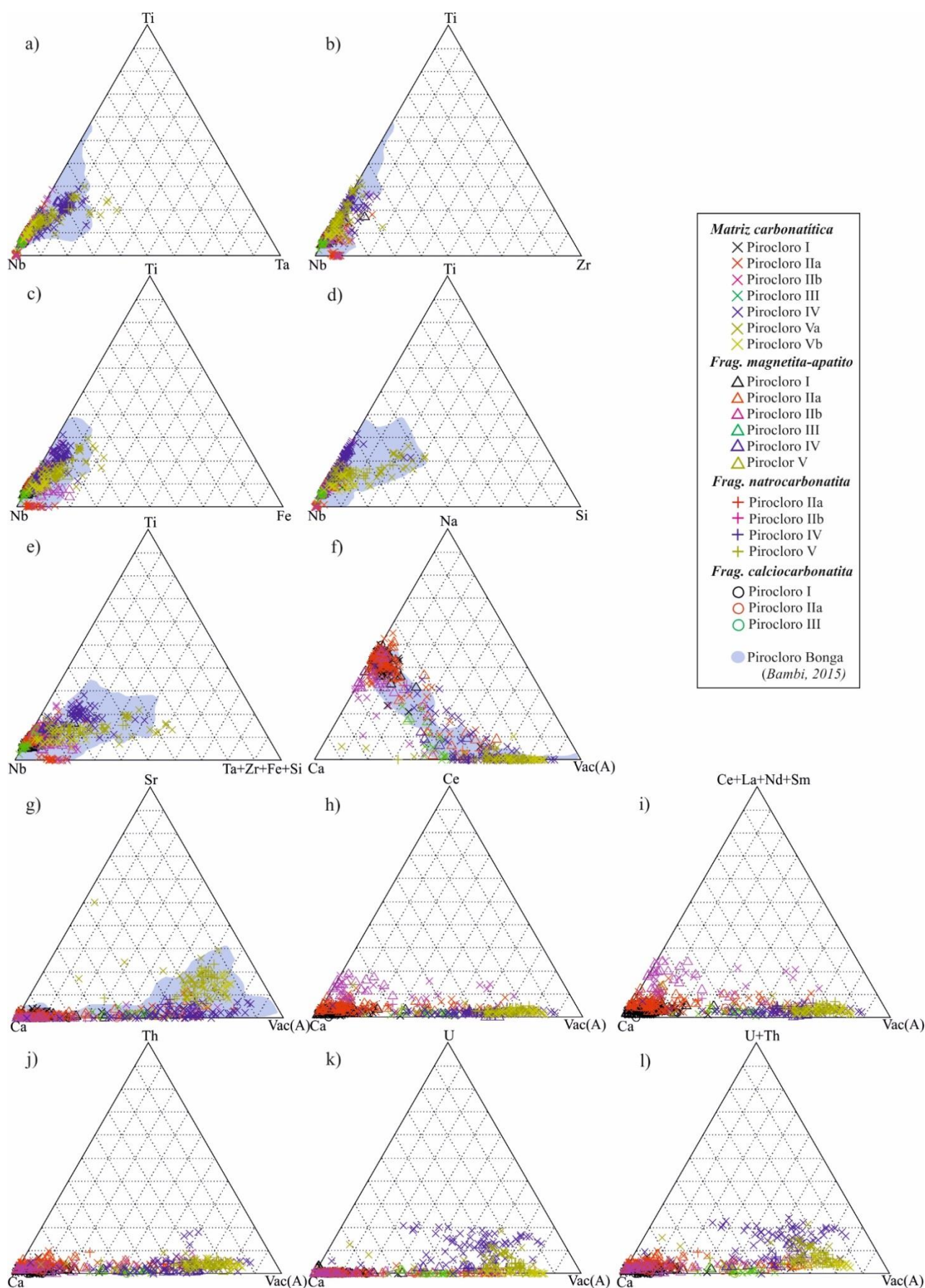
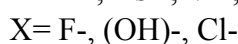
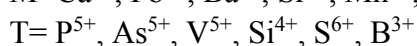
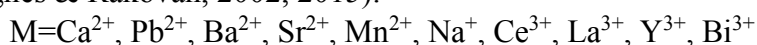


Figura 2.5.7.8: Representación de la composición del picrocloro según la unidad en que se encuentra. Los diagramas ternarios a hasta e: cationes en la posición B; diagramas f hasta l: los de la posición A. Los valores se comparan con los picrocloros de las unidades carbonatíticas del complejo estudiadas por Bambi (2015) (plug de calciocarbonatita central, carbonatita ankerítica, anillos anulares carbonatíticos, otras brechas carbonatíticas y aillikitas), indicadas por un sombreado azul.

2.5.8. GRUPO DEL APATITO

Minerales del grupo del apatito son componentes mayoritarios en algunas de las unidades que forman los cuerpos ígneos periféricos de Bonga de matriz carbonatítica, sobretodo en los xenolitos de la roca de magnetita – apatito y en la matriz carbonatítica intersticial.

La fórmula estructural general del supergrupo del apatito (un tipo estructural que engloba muchos otros tipos de minerales, no necesariamente fosfatos) puede escribirse como $^{IX}M1^{VII}M2_3(^{IV}TO_4)_3X$. En esta fórmula la posición M1 tiene una coordinación anómala 9 y se apila en columnas, la posición M2 tiene coordinación anómala 7 (6 oxígenos y 1 anión X) y tiene una disposición similar, mientras que la posición T es de tipo tetraédrico. La distribución de los elementos en la fórmula estructura del supergrupo es la siguiente (Piccoli & Candela, 2002; Pasero et al., 2010; Hughes & Rakovan, 2002, 2015):



En el caso del grupo del apatito propiamente dicho, la posición M está ocupada principalmente por P, mientras que T lo está por fósforo. De este modo, se reconocen tres términos extremos en función de la proporción de X, según cuál sea el anión adicional: hidroxilapatito, fluorapatito y clorapatito.

Los mecanismos de sustitución del Ca por cationes trivalentes son complejos, y pueden ayudar a la compensación de cargas la sustitución belovítica (de Ca por Na) o la britholítica (de sustitución de P por Si (Pan & Fleet, 2002).

Por consiguiente, la fórmula estructural de los minerales del grupo del apatito analizados se ha recalculado en base a 8 cationes (T+M).

Fragmentos de roca de magnetita – apatito

En estos fragmentos, los minerales del grupo del apatito son uno de los componentes mayoritarios y cocrystalizan con magnetita, pirocloro, flogopita y richterita. Estos minerales presentan una composición química bastante constante y cercana al término extremo $Ca_5(PO_4)_3OH$ (hidroxilapatito).

El apatito primario de estas rocas puede presentar una cierta entrada de tierras raras ligeras en la posición M de algunos análisis, registrándose proporciones de Ce_2O_3 y La_2O_3 que pueden alcanzar hasta 1.28 y 0.75% en peso, respectivamente. Estos valores más altos de REE se correlacionan con valores de Na_2O también remarcables (hasta 1.34% en peso), de manera que la sustitución puede ser descrita como de tipo belovítico ($2Ca^{2+} = REE^{3+} + Na^+$). Por otra parte, como se recordará, los cristales de apatito a veces presentan finas vetas tardías, en las que se da una generación tardía de apatito con una proporción de Sr ligeramente superior, en las que se alcanza un máximo de 2.25% en peso de este elemento.

La posición T está completamente ocupada por P_2O_5 , puesto que la proporción de SiO_2 en posición tetraédrica es nula, por lo que no ocurren sustituciones de tipo britholita [$(Ce,Ca)_5(SiO_4)_3(OH)$]. Los contenidos en As, S y V son sistemáticamente nulos. Puede ser lógico, teniendo en cuenta de que este mineral cristaliza como magmático primario en rocas muy pobres en silicio.

Finalmente, como se ha indicado, la posición aniónica está ocupada casi exclusivamente por OH, mientras que los valores de F son muy bajos y casi nulos (manteniéndose siempre por debajo de 0.8%

en peso), mientras que no se han obtenido valores de Cl por encima del límite de detección de la microsonda.

Matriz carbonatítica

El apatito en la matriz carbonatítica cristaliza entre calcita. Esta generación de apatito presenta una composición química muy similar a la descrita en las rocas de magnetita-apatito, aunque con la diferencia de que los valores de Ce_2O_3 y La_2O_3 son ligeramente superiores, alcanzándose hasta 1.61 y 0.81% en peso respectivamente en algunos puntos. En cambio, la cantidad de SrO es inferior, aproximadamente del 1% en peso.

En cambio, y aunque muy localmente, se ha observado en el apatito de la matriz carbonatítica la entrada de SiO_2 en las posiciones tetraédricas, aunque en una proporción de tan sólo el 1.52% en peso.

En la posición de aniones adicionales predomina asimismo la proporción de OH respecto a F y Cl, cuyos valores son casi nulos.

2.5.9 OLIVINO

El olivino es una de las fases principales en los cuerpos ultramáficos, donde se encuentra como fenocristales y xenocristales en los fragmentos de alnöita y en los fragmentos de aillikita fresca, estando reemplazado por talco, calcita y aspidolita secundaria.

La fórmula estructural general del grupo del olivino es M_2SiO_4 , con la posición M ocupada por los cationes Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} y Mg^{2+} . La fórmula estructural se ha calculado en base 4 oxígenos.

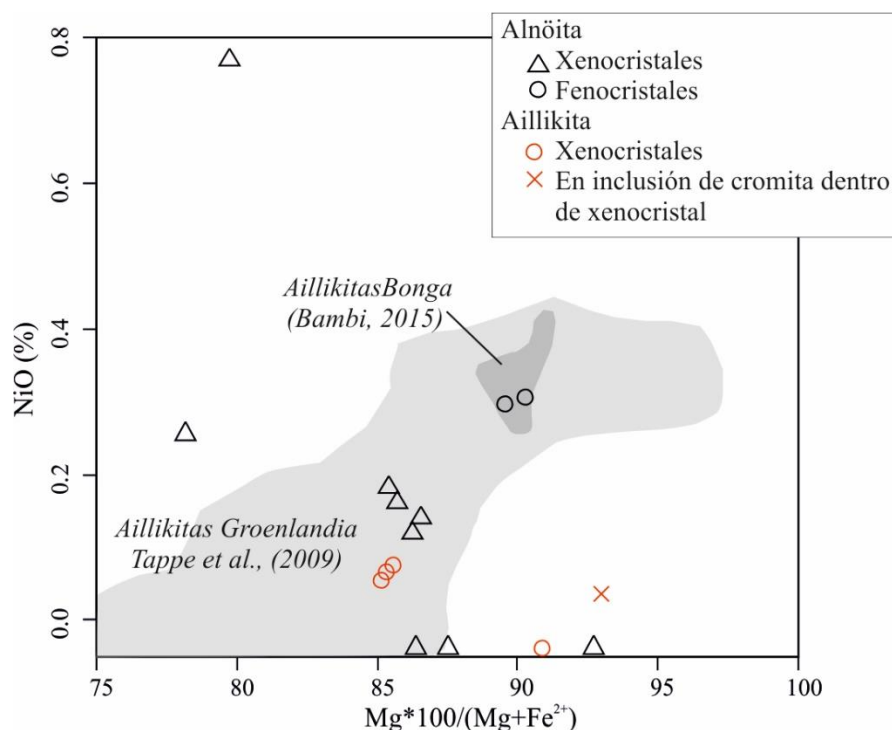


Figura 2.5.9.1: Variación composicional del olivino en las brechas aillikíticas de Bonga. El campo de tono gris claro representan los valores de olivinos analizados en aillikitas de Groenlandia (Tappe et al., 2009); en tono más oscuro valores de aillikitas de Bonga según Bambi (2015).

El olivino analizado no presenta zonación en ningún caso. La composición química en todas las unidades es próxima al término magnésico forsterita, con una proporción de $Mg*100/(Mg+Fe^{2+})$ variable que oscila entre 78.1 y 98.7 (figura 2.5.9.1).

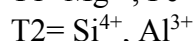
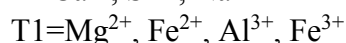
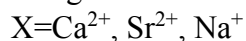
La proporción de NiO está comprendida entre 0.01 y 0.77% en peso. Las mayores proporciones de NiO se registran en xenocristales de alnöita, los cuales además presentan el componente fayalita ($Fe^{2+}SiO_4$) más elevado. Los contenidos en CaO y MnO se mantienen siempre a nivel de trazas, estando comprendidos entre 0.12-0.49% y 0.15-0.59% en peso respectivamente.

Como se observa en la figura 2.5.9.1 la mayoría de megacristales olivino tanto en alnöitas como aillikitas tienen una composición similar a los que forman las aillikitas en los complejos de Aillik Bay (Tappe et al., 2006) y Tikiusaaq (Tappe et al., 2009).

2.5.10 MELILITA

La melilita es un grupo de sorosilicatos de Mg y Al característicos de rocas ultramáficas ricas en Ca, como los lamprófidos ultramáficos de tipo alnöita (Tappe et al., 2005). En los cuerpos alnöíticos de Bonga, aparece en la matriz intersticial como mineral más abundante, junto con flogopita, espinelas, perovskita y calcita. Se encuentra fuertemente reemplazada por minerales secundarios principalmente juanita.

El grupo de la melilita tiene una fórmula general tal como $X_2T_1(T_2)_2O_7$ con las posiciones ocupadas por los siguientes cationes:



La fórmula estructural se ha calculado, por lo tanto, en base a 7 oxígenos. La determinación de Fe^{3+} y Fe^{2+} se ha realizado según el método de Droop (1987).

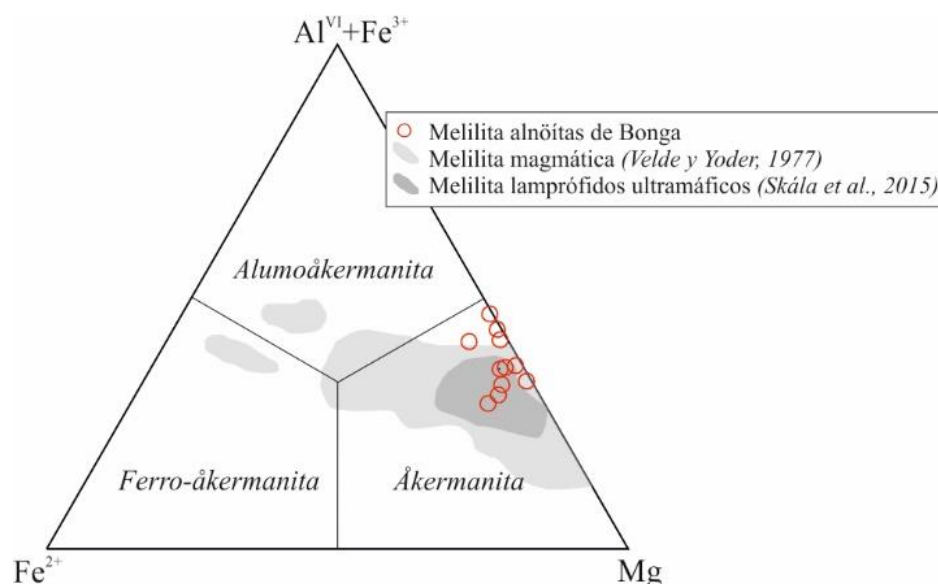


Figura 2.5.10.1: Variación composicional en la posición catiónica T1 de melilita. Se comparan los valores obtenidos con la composición de melilita presente en lamprófidos ultramáficos del macizo de Bohemia (Skála et al., 2015) y con melilita magmática según Velde y Yolder (1977).

La melilita presente en las alnöitas de Bonga se puede clasificar como åkermanita debido a que la posición T1 está mayoritariamente ocupada por Mg, con una proporción comprendida entre 0.5 y 0.8 apfu. Sin embargo el contenido en Al o componente gehlenita es elevado tanto en la posición T1

como en posición tetraédrica sustituyendo Si. La proporción de Al tetraédrico alcanza 0.15 apfu sobre 2. La proporción de FeO y Fe₂O₃ en posición octaédrica es traza, alrededor de 0.1 apfu o inferior.

La posición X está ocupada por Ca principalmente, aunque presenta también una considerable proporción de Na₂O, que varía entre 2.81 – 4.28% en peso (0.27-0.37 apfu). En cambio, la proporción de SrO es baja, inferior a 0.70%.

Los valores obtenidos en la melilita de las alnöitas de Bonga son muy similares a los observados en los lamprófidos ultramáficos de Bohemia (República Checa) (Skála et al., 2015) y a los registrados como melilita magmática según Velde y Yolder (1977). No obstante destaca un cierto enriquecimiento en Na₂O, de modo que algunas de las melilitas analizadas se encuentran cerca del campo composicional de la alumoåkermanita (figura 2.5.10.1).

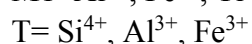
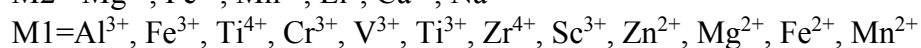
2.5.11 JUANITA

Se ha identificado juanita como alteración hidrotermal de melilita en la matriz intersticial de las alnöitas, junto con flogopita, perovskita, espinelas, calcita y diópsido. Esta fase, descrita en escasos estudios, fue identificada en uncompagritas, rocas plutónicas ricas en melilita y clinopiroxeno (Le Maitre, 2002) localizadas en el complejo de Iron Hill, Estados Unidos (Larsen y Goranson, 1932). En esta localidad la melilita es inicialmente reemplazada por perovskita y granate titanífero seguido por vesuvianita y diópsido y finalmente por juanita y cebollita. También se determinó en skarns, en contacto con gabbro – urtita en Kuznetsk, Kazakhstan (Rodygina, 1971).

La fórmula estructural de la juanita [Ca₁₀Mg₄Al₂Si₁₁O₃₉·4H₂O] se ha calculado en base 27 cationes. Los resultados obtenidos muestran que la juanita de Bonga presenta una cierta entrada de Al en posición tetraédrica, que puede alcanzar hasta 1.28 apfu sobre 11. Estos resultados coinciden con la composición de la melilita primaria que asimismo presenta una elevada proporción de Al, o componente gehlenita. La juanita presenta Al de forma predominante en posición octaédrica con cantidades que alcanzan 3.41 apfu sobre 6. Las proporciones de Mg y Fe²⁺ están comprendidas entre 1.46 – 1.83 apfu y 0.94 – 1.31 apfu respectivamente.

2.5.12 CLINOPIROXENO

Los clinopiroxenos son fases comunes en todas las unidades que forman los cuerpos de matriz aillikítica. Se encuentran como mineral mayoritario en alnöitas, aillikitas, fragmentos de calciocarbonatitas, turjaítas y en xenolitos de flogopita – apatito. Su fórmula estructural se representa como [M₂][M₁][T]₂O₆, con las posiciones catiónicas ocupadas principalmente por los siguientes elementos:



Teniendo en cuenta estos datos, la fórmula estructural de los piroxenos analizados se ha calculado en base a 6 oxígenos y a un total de 4 cationes (T+M₁+M₂). El recálculo de Fe²⁺ y Fe³⁺ se ha realizado según el método de Droop (1987) a partir de los datos obtenidos por microsonda electrónica.

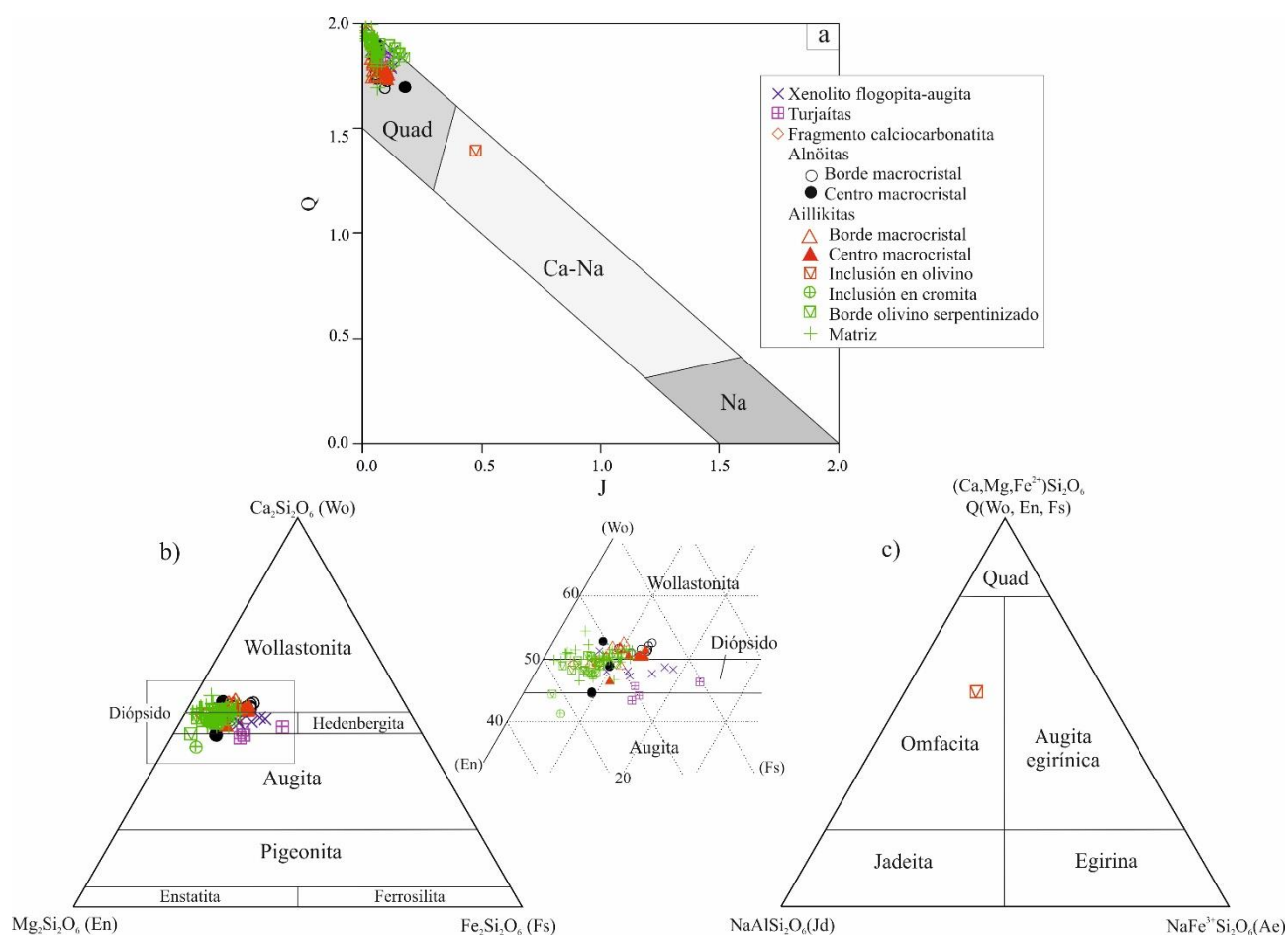


Figura 2.5.12.1: Variación composicional de los clinopiroxenos en los cuerpos de matriz aillikítica. a) Diagrama de clasificación preliminar Q-J en el que $Q=\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}$ y $J=2\text{Na}$ (Morimoto, 1988); b) clasificación de los clinopiroxenos cuadrilaterales de diagrama a) en base al contenido de enstatita (En), wollastonita (Wo) y ferrosilita (Fs) en el diagrama ternario de Morimoto (1988). c) clasificación de los clinopiroxenos de Ca-Na seleccionados en el diagrama a) a partir de las componentes Quad (de piroxenos cuadrilaterales de Ca-Mg-Fe), jadeíta (Jd) y egrina (Ae), en el diagrama ternario de Morimoto (1988).

Como se observa en la figura 2.5.12.1a, los clinopiroxenos analizados se clasifican en el diagrama preliminar de clasificación de los piroxenos de Morimoto (1988), casi en su conjunto, como piroxenos cuadrilaterales según la definición de los mismos de Deer et al. (1978), mientras que únicamente los piroxenos que se encuentran como inclusiones de cromita en xenolitos incluidos en aillikitas presentan una composición dentro del campo de los piroxenos de tipo sódico-cálcico. Por consiguiente, se ha representado por separado la composición de estos dos grupos de clinopiroxenos en los diagramas triangulares correspondientes para su clasificación detallada (figuras 2.5.12.1a y 2.5.12.1c).

Por otra parte, en el diagrama ternario de clasificación de los piroxenos cuadrilaterales se observan variaciones composicionales entre cada una de las unidades en las que se encuentran los piroxenos, y pueden apreciarse localmente variaciones composicionales a escala de grano por zonado.

Piroxenos de xenolitos de flogopita-augita

En el caso de los clinopiroxenos analizados en xenolitos de flogopita-augita, se trata de piroxenos cuadrilaterales dentro del dominio composicional de diópsido aunque con una marcada tendencia hacia el polo hedenbergita, con proporciones de FeO de hasta 4.12% en peso. Los valores de Ca son elevados, de hasta 24.79% en peso, mientras que el componente alcalino es bajo. Por otra parte, la proporción de Al en las posiciones tetraédricas es notable, alrededor de 0,2 apfu, máximo 0,26 apfu,

mientras que este elemento se encuentra ausente de las posiciones octaédricas; a la vez, la proporción de Fe_2O_3 es de hasta 5.04% en peso (0,15 apfu). Todo ello indica la presencia en estos clinopiroxenos de una importante componente del término extremo esseneíta [$\text{CaFe}^{3+}(\text{AlSiO}_6)$] y kushiroita [$\text{CaAl}(\text{AlSiO}_6)$], lo que indicaría su formación en un ambiente mantélico metasomatizado muy pobre en sílice.

No obstante, lo que es realmente relevante en algunos de estos piroxenos, sobre todo, es que algunos cristales contienen proporciones significativas de Nb_2O_5 , que en uno de los cristales alcanza valores de 1.24% en peso (en los xenolitos de tipo 1, figura 2.5.12.2a), los cuales son valores que nunca han sido descritos en piroxenos, hasta ahora. En todo caso, no se han descubierto más enriquecimientos similares en Nb en los clinopiroxenos de otras rocas de estas asociaciones de Bonga.

Este enriquecimiento en Nb se da exclusivamente, no obstante, en cristales de clinopiroxeno de grano fino que se encuentran en posición intersticial entre cristales de flogopita. Como se recordará, también estos cristales de flogopita presentan fuertes enriquecimientos en Nb. En cambio, los piroxenos de formación precoz contienen una proporción nula de Nb_2O_5 . En cualquier caso, en los mapas composicionales realizados (figura 2.5.12.2 y 2.5.14.3) se observa que los clinopiroxenos suelen presentar unas proporciones de Fe, Ti y Nb minoritarias, mientras que el MgO es el componente mayoritario. De hecho, las proporciones de Nb a nivel de la fórmula estructural no son muy llamativas, pues sólo ocuparían como mucho 0,02 apfu, debido al elevado peso atómico del Nb en comparación con el resto de elementos.

El Nb se correlaciona con zonas de los cristales en que se dan, además, proporciones elevadas de Fe_2O_3 y TiO_2 (hasta 5.04 y 2.24% en peso, respectivamente), a la vez que proporciones mayores de aluminio y menores de silicio en la posición tetraédrica (o sea, con componente esseneíta más elevado). La baja proporción del Nb en la fórmula y la escasa cantidad de análisis actualmente disponibles hace difícil poder precisar qué posición catiónica ocupa en la fórmula, pero no parece estar en posición tetraédrica pues esta parece quedar siempre completamente ocupada mediante Si y Al. Por otra parte, la proporción de Fe^{3+} en la posición octaédrica es muy a menudo muy superior a la de Al, lo cual unido a la elevada proporción de Ti en la posición octaédrica hace más plausible que el Nb pueda encontrarse como Nb^{3+} más que no como Nb^{5+} .

Piroxenos de turjaítas

Los clinopiroxenos en los cuerpos de turjaítas son asimismo cálcicos, aunque muestran un contenido en CaO sólo ligeramente inferior al anteriormente citado, alrededor de 21 y 22% en peso; además, se da un aumento del componente hedenbergita (proporciones de FeO de hasta 12.49) y del de esseneíta (proporciones de Fe_2O_3 de hasta 3.14% en peso, 0.09 apfu) que es más acusado que en otras unidades. La proporción de componentes alcalinos, no obstante, es relativamente baja (Na inferior a 0,05 apfu).

Piroxenos de fragmentos del plug carbonatítico

En los fragmentos de calciocarbonatitas se han analizado xenocristales que corresponden a diópsido *sensu strictu* y presentan valores de TiO_2 , Al_2O_3 y Na_2O muy bajos, a nivel de trazas (figura 2.5.12.4a y b). La proporción de componente esseneítico es muy baja, puesto que todo el aluminio es tetraédrico y su proporción de átomos en fórmula (apfu) no sobrepasa valores de 0.1, siendo ésta muy parecida a la de Fe^{3+} .

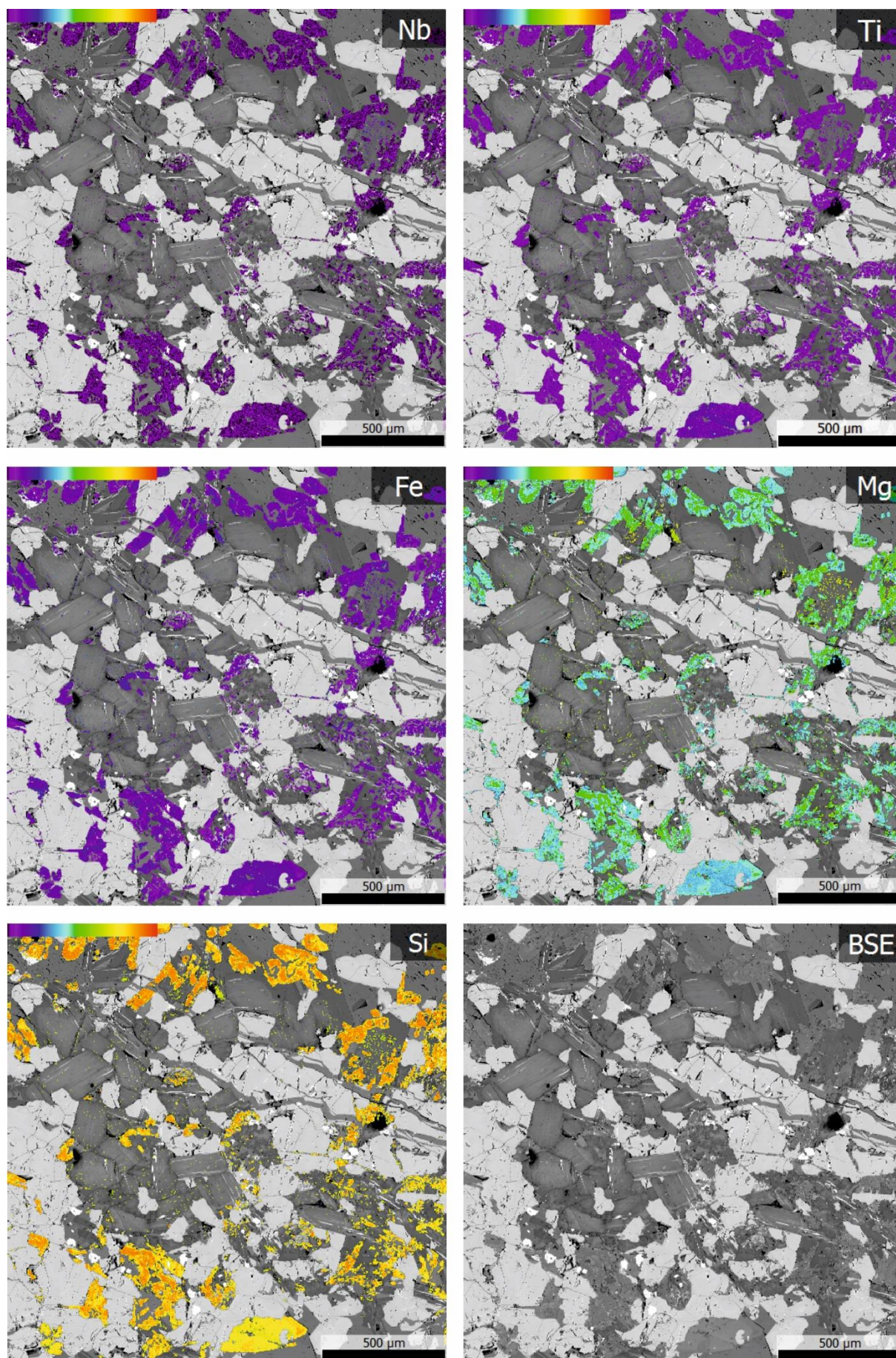


Figura 2.5.12.3: Muestra BG-10a. Mapa composicional realizado para el xenolito tipo 1 formado por flogopita y apatito con cantidades secundarias de calcita y clinopiroxeno. Mapa de la concentración de a) Nb; b) Ti; c) Fe; d) Mg; e) Si; f) Imagen de SEM modo BSE. En cada una de las imágenes se observa la distribución de los elementos en los cristales de clinopiroxeno.

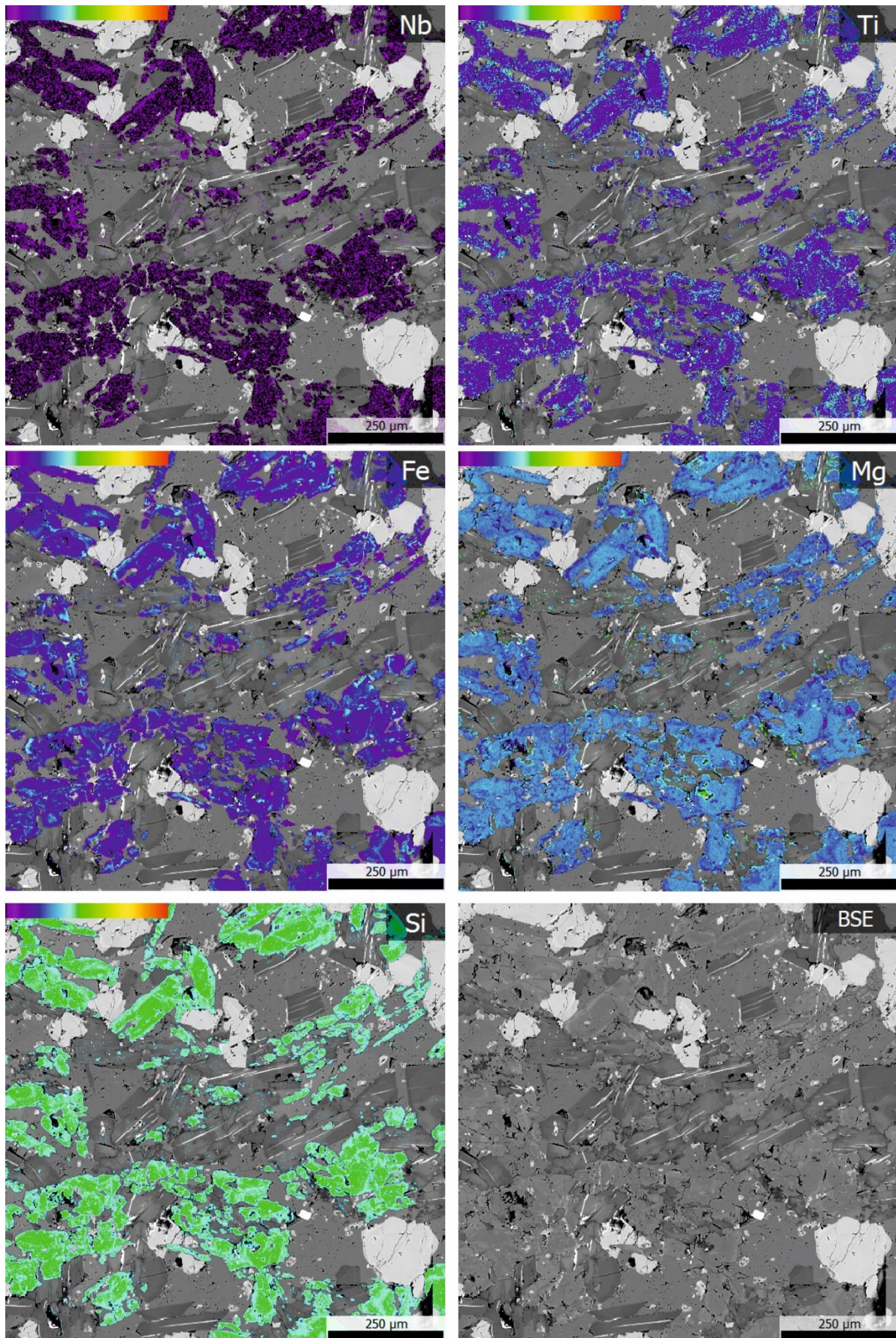


Figura 2.5.12.4: Muestra BG-10a. Mapa composicional realizado para el xenolito tipo 2 formado por flogopita y augita con cantidades secundarias de calcita y apatito. Mapa de la concentración de a) Nb; b) Ti; c) Fe; d) Mg; e) Si; f) Imagen de SEM modo BSE. En cada una de las imágenes se observa la distribución de los elementos en los cristales de clinopiroxeno.

Piroxenos de alnöitas

En las alnöitas, los clinopiroxenos forman macrocristales y, a diferencia de las aillikitas, no forman parte de la matriz, que sin embargo está enriquecida en melilita y flogopita.

Los bordes de los macrocristales están fuertemente enriquecidos en el componente esseneíta con respecto al núcleo, que es más diopsídico, como también ocurre en las aillikitas. Por otra parte, en el límite de los granos también se observa un enriquecimiento en TiO_2 . A diferencia de lo que ocurre en las aillikitas, el núcleo de los cristales contiene una proporción de Na_2O superior, de hasta 1.25% en peso (figura 2.5.12.4b).

Piroxenos de aillikitas

Los macrocristales en aillikitas presentan núcleos generalmente diopsídicos y bordes más esseneíticos, con hasta 9.64% en peso de Al_2O_3 (0.43 apfu, lo que lo acerca a la composición de la esseneíta; figura 2.5.12.1b) si bien es destacable que en algunos cristales los contenidos de TiO_2 aumentan también hacia los límites, alcanzando hasta 3.79% en peso. Esto no ocurre en todos, ya que algunos cristales presentan bordes diopsídicos incoloros con proporciones Ti inferiores al 2.5% en peso. Como se observa en la figura 2.5.12.4a, la proporción de Al_2O_3 es en conjunto ligeramente superior a la de las aillikitas y carbonatitas estudiadas en Aillik Bay (Tappe et al., 2006).

Finalmente, la matriz aillikítica contiene un clinopiroxeno que corresponde generalmente a diópsido según la clasificación cuadrilateral de Morimoto (1988) (figura 2.5.12.1b), con la posición M2 completamente ocupada por Ca, estando el Na completamente ausente, a diferencia del piroxeno de las alnöitas; no obstante, como ocurre con casi todos los piroxenos de estas asociaciones, cuentan con un fuerte componente esseneítico o de kushiroita, es decir, con substitución de silicio en las posiciones tetraédricas compensada por cationes trivalentes en las octaédricas M1.

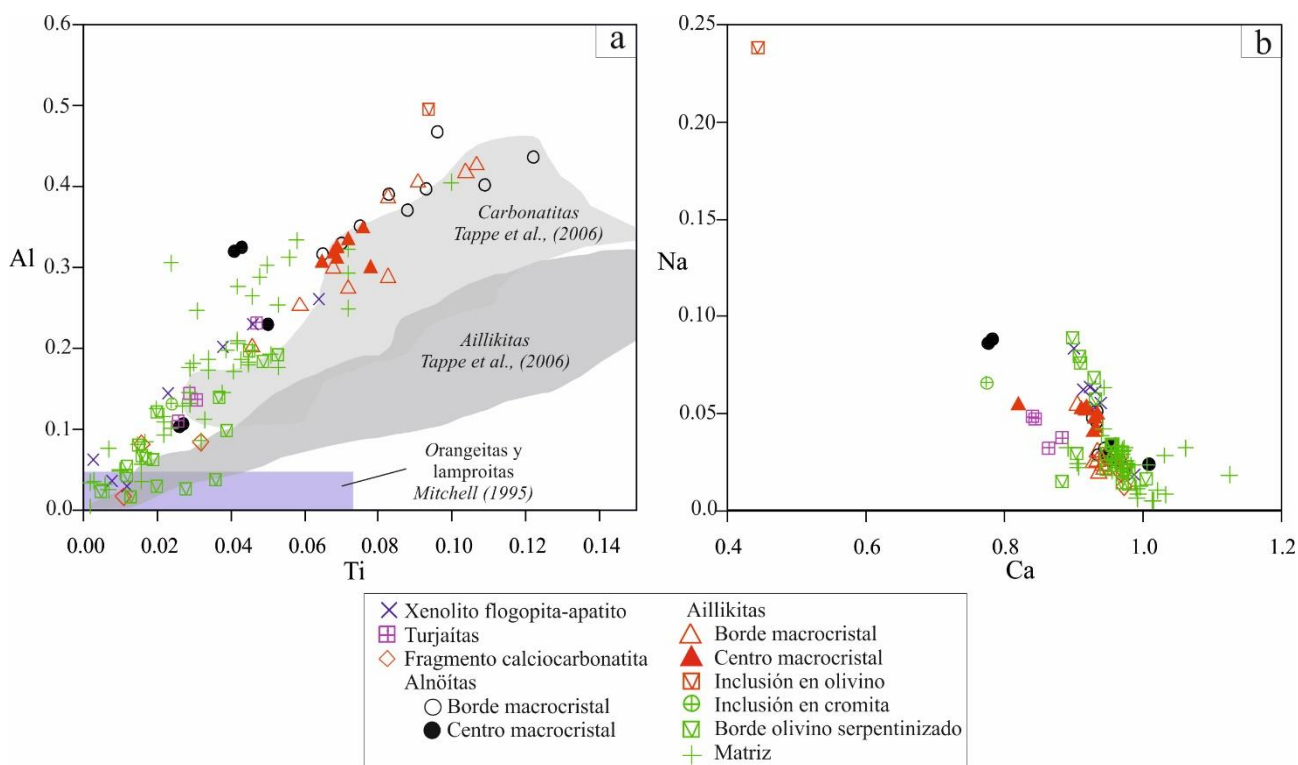


Figura 2.5.12.4: Variación composicional de los clinopiroxenos en los cuerpos de matriz aillikítica. a) Diagrama de Ti vs. Al; b) Diagrama Ca vs. Na. En el diagrama a se comparan los valores obtenidos con clinopiroxenos en carbonatitas y aillikitas en Aillik Bay, Canadá según Tappe et al., (2006) y con orangeitas y lamproitas según Mitchell (1995).

Los clinopiroxenos en aillikitas que han sido reemplazadas en condiciones subsólidas por aspidolita, calcita y que presentan olivino fuertemente reemplazado por filosilicatos secundarios (serpentina, talco) tienen la misma composición que los de las rocas aillikíticas frescas, lo que indica que la alteración hidrotermal no produce nuevos piroxenos ni modifica la composición de los preexistentes.

Piroxenos como inclusiones en cromita de xenolitos

En cambio, en las inclusiones de clinopiroxeno en cromita de los xenocristales de olivino atrapados en las aillikitas se han registrado composiciones sódico-cálcicas con componente omfacítico (figura 2.5.12.1c). Presentan una composición distinta a la del resto de piroxenos, con las proporciones de Na_2O más elevadas obtenidas, de hasta 3.34% en peso (0,25 apfu; figura 2.5.12.4b), además de valores de TiO_2 y Al_2O_3 importantes, de 3.41 y 11.44% en peso respectivamente.

2.5.13. ANFÍBOLES

Este grupo de silicatos es minoritario en estas rocas y aparece solamente en algunas de las unidades, principalmente como un mineral de formación tardía en cuerpos de magnetita – apatito y como productos asbestiformes secundarios, producidos durante el reemplazamiento de la matriz aillikítica.

Los anfíboles son inosilicatos con una fórmula química definida como $\text{AB}_2^{\text{VI}}\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{Z})_2$ con las siguientes posiciones cristalográficas (Leake et al., 1997):

A= posición de coordinación elevada, con una posición por unidad de fórmula

B= dos posiciones M4 de coordinación 8 por unidad de fórmula

C=cinco posiciones octaédricas en las que dos representan M1, 2 a M2 y 1 a M3 por unidad de fórmula

T= ocho posiciones tetraédricas por unidad de fórmula

Z= dos posiciones aniónicas adicionales por unidad de fórmula

Los cationes y aniones que ocupan estas posiciones son los siguientes:

\square , K: sólo en A

Na: sólo en A o B

Ca: sólo en B

Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Li y raramente Zn, Ni o Co (ocupan posiciones M2): en C o B

Al^{3+} : en C o T

Fe^{3+} , Mn^{3+} , Cr^{3+} : sólo en C

Ti^{4+} : en C o T

Zr^{4+} : sólo en C

Si^{4+} : sólo en T

Aniones OH^- , F^- , Cl^- , O^{2-} : en Z (O se encuentra, además, en los vértices tetraédricos)

La fórmula estructural se ha calculado en base 23 oxígenos. Los anfíboles se pueden clasificar de manera preliminar en cuatro grupos según el mecanismo de ocupación de la posición B, según Leake et al. (1997). Estos 4 grupos son los siguientes:

- Anfíboles de Mg-Fe-Mn-Li que cumplen $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} < 1.00$ y $(\text{Mg},\text{Fe},\text{Mn},\text{Li}) \geq 1.00$
- Anfíboles cálcicos que cumplen $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} \geq 1.00$ y $\text{Na}_{\text{B}} < 0.50$
- Anfíboles sódico-cálcicos que cumplen $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} \geq 1.00$ y $0.50 < \text{Na}_{\text{B}} < 1.50$
- Anfíboles sódicos que cumplen $\text{Na}_{\text{B}} \geq 1.50$

Las diferentes generaciones de anfíboles de Bonga presentan una composición bastante homogénea y que corresponde al tipo sódico cálcico, ya que en todos los casos los minerales de este grupo presentan relaciones de $(Ca+Na)_B$ superiores a 1, generalmente entre 1.7 y 1.8, además de una proporción de Na en la posición B entre 0.75 – 0.96 (dentro del rango establecido entre 0.5 – 1.5). Por consiguiente, todos los anfíboles de Bonga analizados cumplen la tercera condición, por lo que para su clasificación precisa se ha utilizado el diagrama de clasificación de los anfíboles sódico-cálcicos propuesto por Leake et al (1997; figura 2.5.14.1).

En estos anfíboles no se han registrado cantidades importantes de F o Cl.

Cuerpos de magnetita-apatito

En los cuerpos de magnetita-apatito el anfíbol corresponde a richterita, con una composición que es generalmente constante (figura 2.5.13.1a), con una proporción muy superior de MgO respecto a FeO ($Mg\# > 0.90$).

La posición T está ocupada principalmente por Si, con una menor proporción de Al^{IV} , o sea de componente magnesio-katoforita, que sólo alcanza un 0.15 apfu.

La proporción de Ca es elevada, aunque el Na es mayoritario en la posición B.

En la posición A se ha obtenido valores de K de entre 0.1 y 0.3 apfu, aunque pueden llegar a ser muy altos, incluso de 0.47 apfu, lo que los acerca al límite de tener composiciones de potasio-richterita.

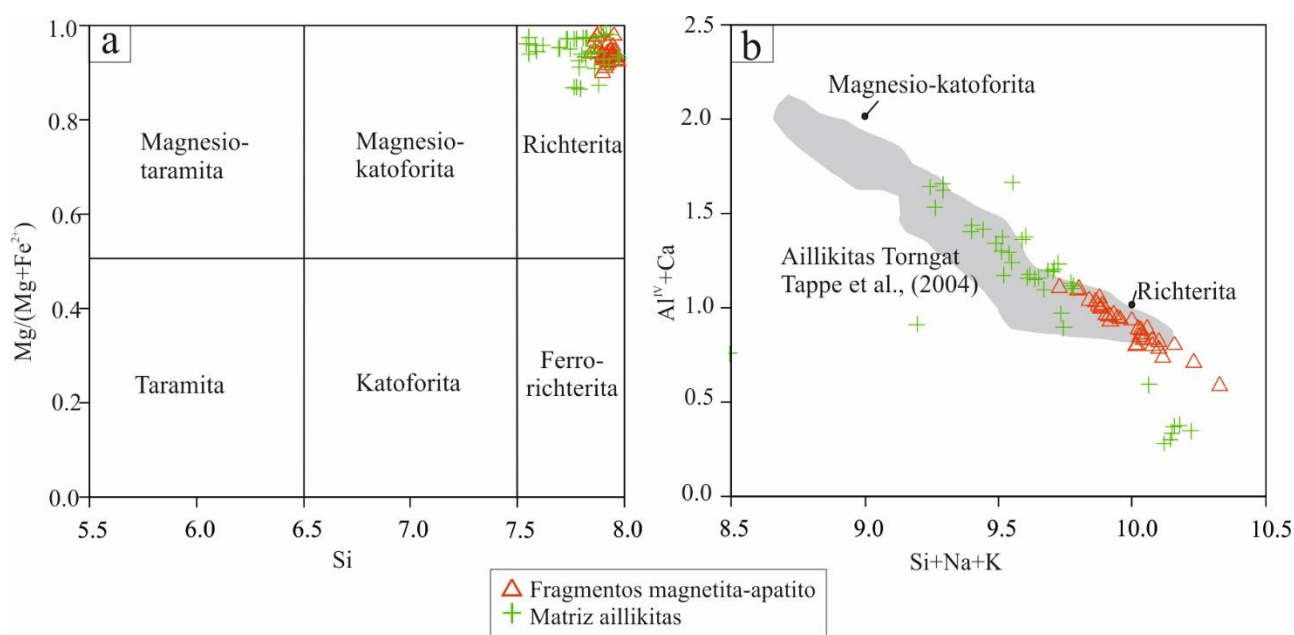


Figura 2.5.13.1: Variación composicional del anfíbol de Bonga: a) diagrama de clasificación de los anfíboles sódico cálcicos según la proporción de Si vs. $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Leake et al., 1997); b) diagrama según $Si+Na+K$ vs. $Al^{IV}+Ca$ según Tappe et al., (2004). Se comparan los valores obtenidos en Bonga con los de las aillikitas estudiadas en Torngat, Canadá (Tappe et al., 2004).

Aillikitas alteradas

En las aillikitas, el anfíbol que reemplaza la matriz presenta una mayor diversidad composicional respecto a los cuerpos de magnetita –apatito, si bien en todos los casos corresponde asimismo a richterita. La relación $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ es muy elevada, manteniéndose por encima de 0.90.

La proporción de Si es ligeramente inferior a la encontrada en los cuerpos de magnetita-apatito, de forma que en la posición T entra una cierta proporción de Al^{IV} y Ti que puede alcanzar valores de 0.43 y 0.11 apfu respectivamente. Por lo tanto, el componente magnesio-katoforita aparece y es

superior al observado en la unidad anterior (figura 2.5.13.1a y b) si bien en el caso de Bonga no se llegan a alcanzar composiciones katoforíticas debido a que la proporción de Al en posición tetraédrica es demasiado baja para ello (figura 2.5.13.1a,b).

Por otra parte, el valor de Ca en la posición B es elevado y predominante respecto a Na.

Finalmente, la proporción de K en A es menor que en los cuerpos de magnetita-apatito, pero significativa, ocupando hasta 0.13 apfu.

La composición de los anfíboles de las aillikitas de Bonga es similar a la que presentan los aillikitas de Torngat (Tappe et al. 2004) correspondiente a una solución sólida entre richterita y magnesio-katoforita,

2.5.14. MICAS

Los minerales del grupo de la mica son muy abundantes en las distintas unidades carbonatíticas y aillikíticas de Bonga. Su análisis revela que son sistemáticamente trioctaédricas, aunque con diferencias significativas entre estas unidades a escala de la zonación de sus cristales. Así, aunque las micas precoces presentes en los cuerpos estudiados tienen una composición que corresponde por lo general a flogopita, las composiciones de estas micas trioctaédricas evolucionan durante los procesos tardíos de cristalización siguiendo dos tendencias: hacia tetraferriflogopita (en las carbonatitas y cuerpos de magnetita-apatito) y hacia eastonita (en aillikitas y alnöitas, especialmente). Hay, además, flogopitas con particularidades propias en los xenolitos.

2.5.14.1 Flogopita con Nb de los xenolitos de flogopita-apatito-augita-calcita

Las micas presentes en los xenolitos de flogopita-apatito-augita-calcita están fuertemente zonadas con composiciones intermedias entre los términos extremos flogopita – annita, aunque escorados más bien hacia la flogopita, y son pobres en Fe_2O_3 , por lo que no se dan componentes de tetraferriflogopita; en cambio, son ricas en Al y por consiguiente puede considerarse que hay ligeros componentes de eastonita (figura 2.5.14.1a, b, c).

No obstante, esta mica presenta una zonación muy particular que no se corresponde con la descrita en flogopita no sólo de otros complejos sino, en apariencia de otros lugares del mundo. Estas flogopitas destacan por la entrada en su estructura de cantidades notables de Nb, que se concentra en unos casos en el núcleo y en otros en bandas hacia el exterior del cristal. El Nb se ha analizado tentativamente como Nb_2O_5 (o sea, suponiendo carga elevada de Nb^{5+}). Aunque su formación es en el manto (donde podría encontrarse en forma de Nb_2O_3 , en forma de Nb^{3+}) todos los autores lo analizan como Nb_2O_5 en todos los minerales, si bien este aspecto no parece ser decisivo, teniendo en cuenta que en las bajas concentraciones en que se encuentra este elemento influye poco en el balance final de cargas. El Nb puede también concentrarse en el rutilo secundario producido por la alteración hidrotermal de la mica, y que se encuentra en vetillas en la misma, por lo que los puntos de análisis de las micas han debido seleccionarse cuidadosamente, manteniendo alejado el haz de electrones de la microsonda de las vetillas de rutilo. El Nb es un elemento de tipo HFSE de alta carga que hasta ahora no había sido descrito en la estructura de los filosilicatos. Estos enriquecimientos se han identificado en los dos tipos de xenolitos descritos en el apartado 2.4.4.

Xenolitos simples de tipo 1 (flogopita-augita)

La flogopita en este caso presenta un solo patrón de zonación (tipo A, flechas en verde en las figuras), según el cual en el núcleo presenta unas proporciones de Fe y una proporción menor pero

significativa de Nb, de modo que su parte central aparece más brillante en imágenes de SEM modo BSE (figura 2.5.14.3f). La cantidad de Fe y Nb disminuye hacia los bordes y, en cambio, aumenta la de Mg, mientras que la proporción de Ti es constante e inferior a 2% en peso (figura 2.5.14.2a, c). Los núcleos presentan una proporción de Nb_2O_5 de hasta 1.51% en peso (figura 2.5.14.2d) aunque disminuye totalmente hacia los límites de los cristales.

Xenolitos complejos de tipo 2 (flogopita-augita-apatito-calcita)

En los xenolitos de tipo 2 la mica describe una zonación composicional muy compleja, de distribución muy irregular (figura 2.5.14.4).

En un primer grupo de cristales la zonación puede describirse como un núcleo rico en Fe y Nb, cuyas proporciones disminuyen hacia los bordes de grano (zonación A, flechas rocas en las figuras 2.5.14.1 y 2) del mismo modo que ocurre en los xenolitos de flogopita – augita. El Nb_2O_5 registrado en estos núcleos alcanza hasta 2.24% en peso. En contrapartida, el Mg aumenta ligeramente hacia los márgenes. Los contenidos de Ti se mantienen constantes en el conjunto del cristal (figura 2.5.14.2a) si bien se observa una ligera disminución hacia el límite de los granos.

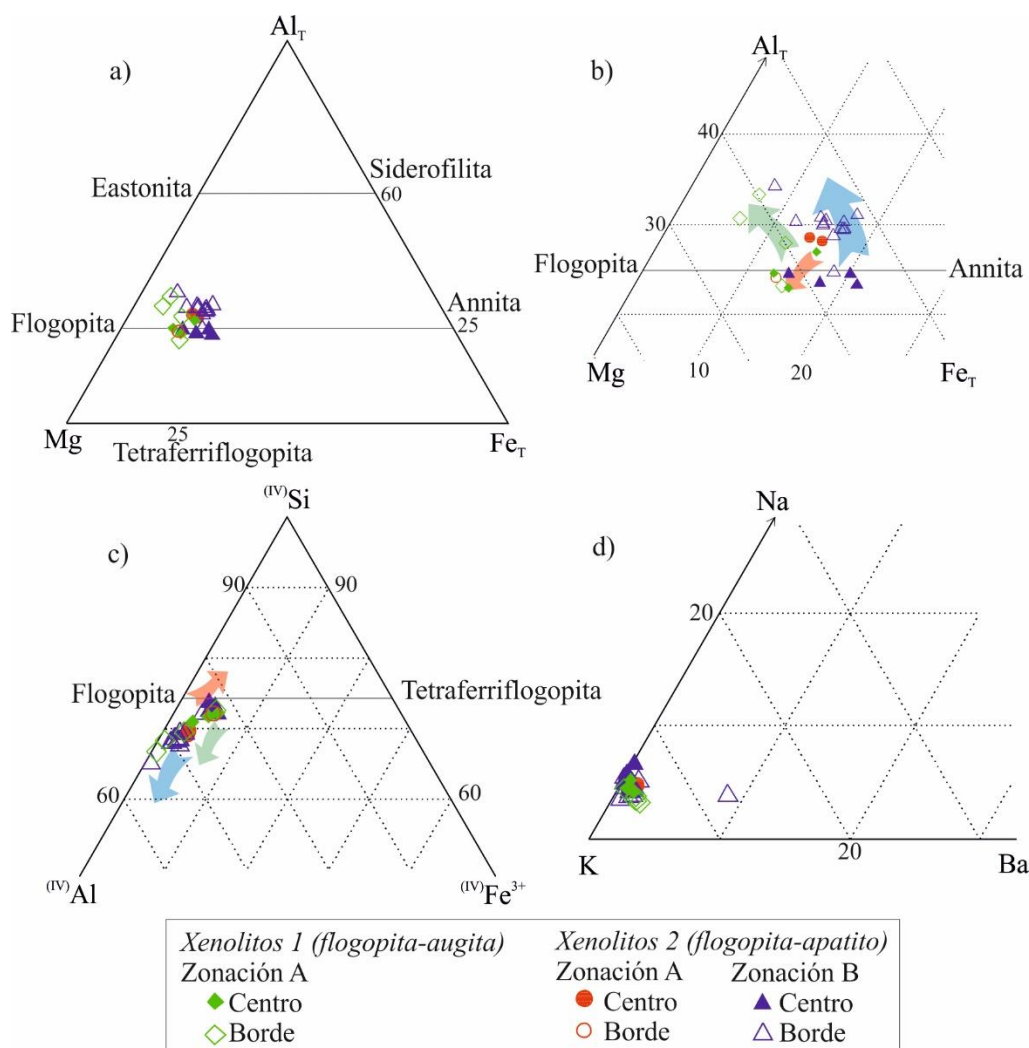


Figura 2.5.14.1. Diagrama composicional para flogopita-eastonita en xenolitos de flogopita-augita (1) y flogopita-apatito (2). a, b) Diagramas Mg – Al_T – Fe_T. Al_T es el Al total y Fe_T es el Fe total calculado como Fe²⁺; c) variación composicional de la mica de Bonga en base los tres cationes principales de la posición tetraédrica Al^(IV) – Si – Fe³⁺; d) variación composicional de K, Ba y Na que ocupan la posición interlámina. Las flechas corresponden a la tendencia evolutiva para cada tipo de zonación y xenolito (en verde, xenolitos 1 zonación A; en rojo, xenolitos 2 zonación A; en azul, xenolito 2 zonación B).

En un segundo grupo de cristales se ha analizado una zonación concéntrica, bien definida, con bordes de grano más brillante en las imágenes de SEM en modo BSE (figura 2.5.14.4f). En el mapa composicional de detalle realizado para determinar la distribución de los elementos (figura 2.5.14.4), se observa que el núcleo de los cristales contiene un elevado contenido en Fe (que como se ha indicado es esencialmente de tipo octaédrico y en forma de Fe^{2+}) que disminuye hacia el borde (flechas azules, figura 2.5.14.1c). El Mg presenta el mismo comportamiento. Sin embargo se observa un aumento de Nb hacia los límites de grano (figura 2.5.14.2c y d); la composición registrada en los bordes alcanza hasta 1.84% en peso. La proporción de TiO_2 presenta valores que oscilan entre 1 y 3% en peso y siguen una tendencia general de enriquecimiento hacia los bordes de los granos (figura 2.5.14.2a).

Estos dos estilos de zonación, A y B, pueden corresponder a dos pulsos metasomáticos diferentes en el manto, si bien es interesante señalar que en ambos se dan enriquecimientos en Nb.

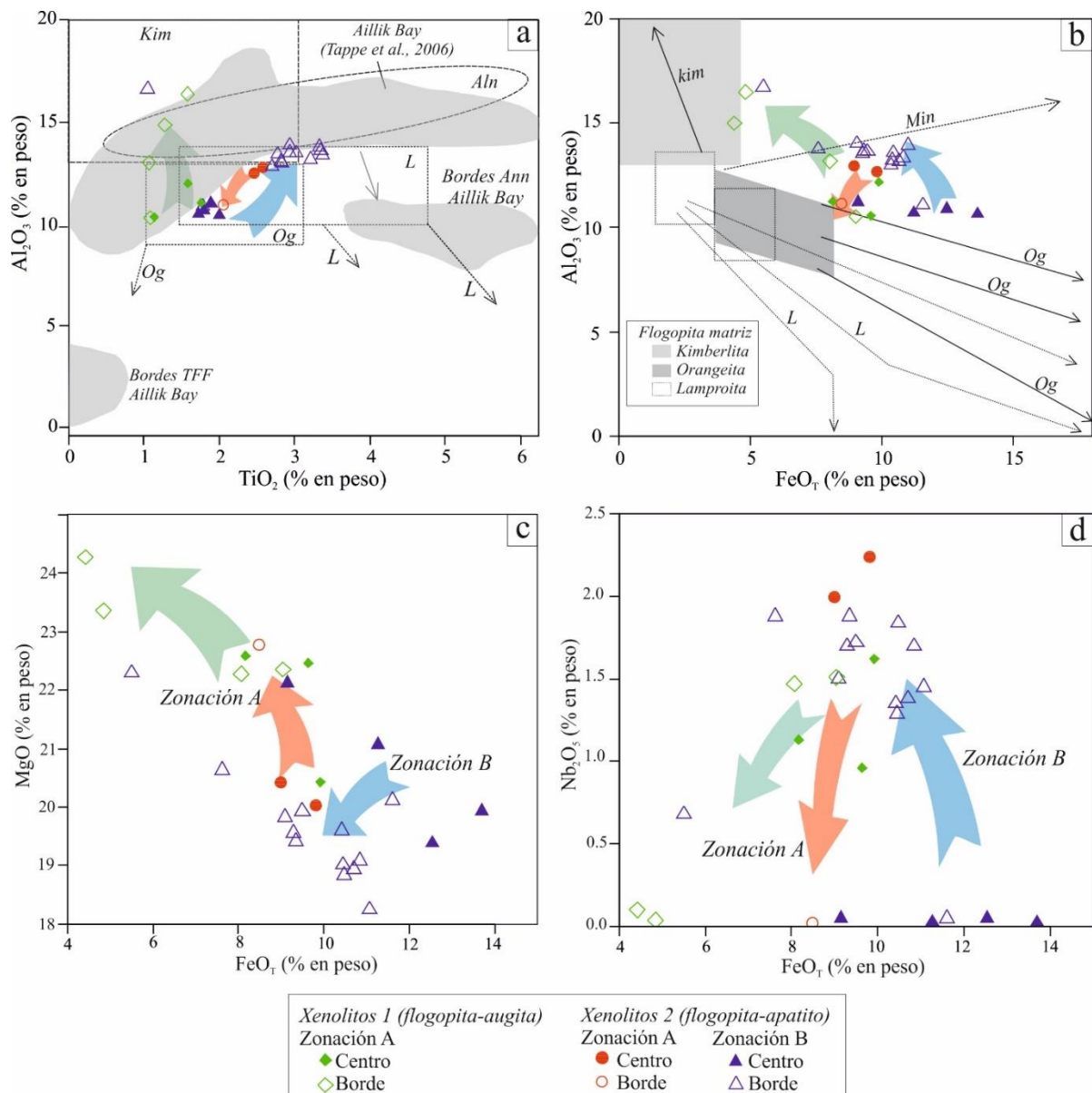


Figura 2.5.14.2. Diagrama composicional para flogopita-eastonita en los xenolitos: a) variación de Al_2O_3 vs. TiO_2 de las micas en xenolitos 1 y 2. Los valores obtenidos se comparan con la composición de las micas en carbonatitas y aillikitas de Aillik Bay (Tappe et al., 2006) representados por zonas sombreadas en gris. Se indican los campos composicionales de micas en kimberlitas (Kim), orangeitas (Og), alnöites (Aln) y lamproitas (L) según Mitchell (1995); b) variación de Al_2O_3 vs. FeO_T y comparación con los campos composicionales y tendencias micas de kimberlitas, minettes (Min), orangeitas y lamproitas según Mitchell (1995); c) diagrama de variación de FeO_T vs. MgO ; d) variación de FeO_T vs. Nb_2O_5 . Las flechas marcan el trend evolutivo en cada caso, de haberlo.

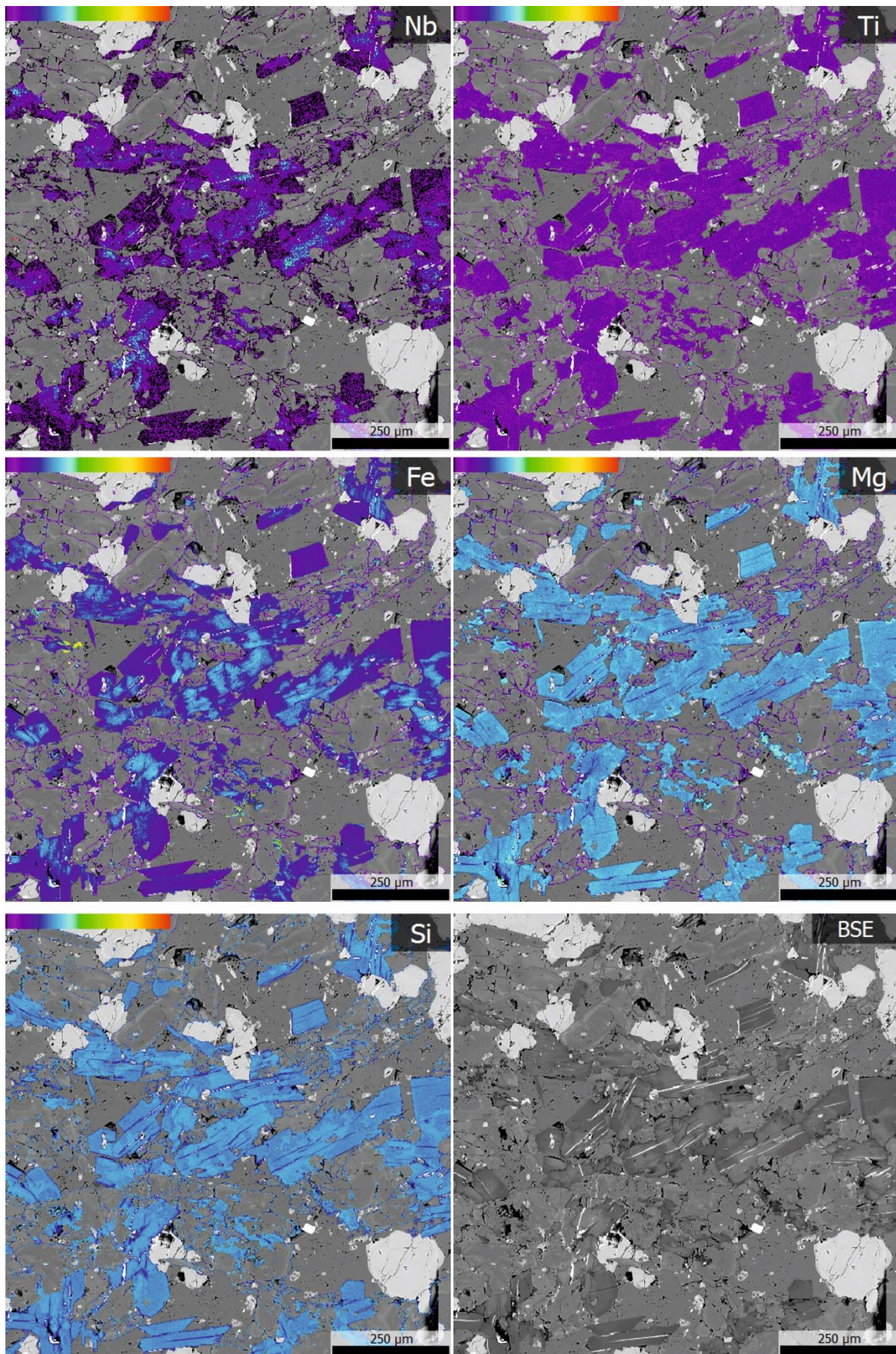


Figura 2.5.14.3: Muestra BG-10a. Mapa composicional realizado para el xenolito tipo 1 formado por flogopita y augita con cantidades secundarias de calcita y apatito. Mapa de la concentración de a) Nb; b) Ti; c) Fe; d) Mg; e) Si; f) Imagen de SEM modo BSE. En cada una de las imágenes se observa la distribución de los elementos en los cristales de flogopita.

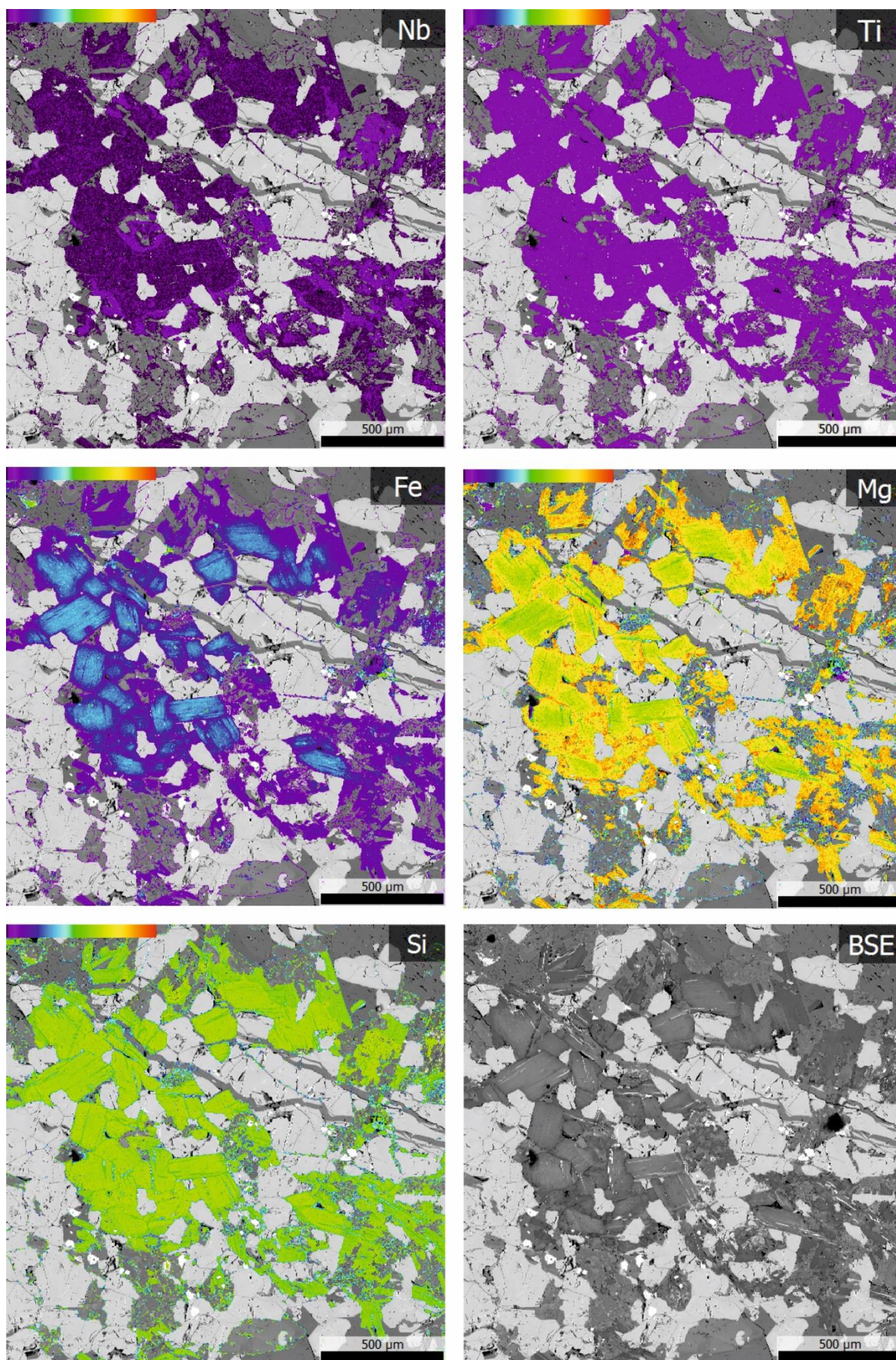


Figura 2.5.14.4: Muestra BG-10a. Mapa composicional realizado para el xenolito tipo 2 formado por flogopita y apatito, con cantidades secundarias de calcita y augita. Mapa de la concentración de a) Nb; b) Ti; c) Fe; d) Mg; e) Si; f) Imagen de SEM modo BSE. En cada una de las imágenes se observa la distribución de los elementos en los cristales de flogopita.

2.5.14.2 Trend flogopita – tetraferri-flogopita de carbonatitas y cuerpos de magnetita-apatito

Las micas precoces en los cuerpos de matriz carbonatítica, fragmentos de carbonatita y magnetita-apatito corresponden a flogopita s.s.; no obstante, el cálculo de las fórmulas estructurales indica que estas micas se empobrecen en Si y Al, proceso compensado a la par mediante un enriquecimiento en Fe^{3+} en la posición tetraédrica. Por consiguiente, estas micas evolucionan hacia composiciones del término extremo tetraferri-flogopita. Esta evolución también se ha descrito en algunos complejos carbonatíticos, como por ejemplo los de Brasil (Brod et al., 2001) y en el de Sokli en Finlandia (Lee et al., 2003), aunque hay particularidades de cada tipo de carbonatita.

De este modo, las micas analizadas en fragmentos de calciocarbonatita se clasifican como flogopita, aunque parecen presentar sólo un ligero enriquecimiento de la componente tetraferri-flogopita hacia los bordes de grano (figura 2.5.14.5a, d). También presentan un contenido destacado en Na_2O (hasta 2.01% en peso). La proporción en TiO_2 es, por lo general, inferior al 1% (figura 2.5.14.6a).

En los cuerpos de magnetita – apatito, los cristales precoces de flogopita se ven también reemplazados por tetraferri-flogopita, aunque se da una amplia variación composicional entre estos minerales y el reemplazamiento puede haber sido por difusión a partir de bordes de grano y microfracturas o exfoliaciones (figura 2.5.14.5b). En estos cuerpos se observa que las micas tienen proporciones de TiO_2 y Na_2O de 1.25 y 1.56 % en peso, respectivamente, las cuales son sólo ligeramente inferiores con respecto a las registradas en la matriz carbonatítica.

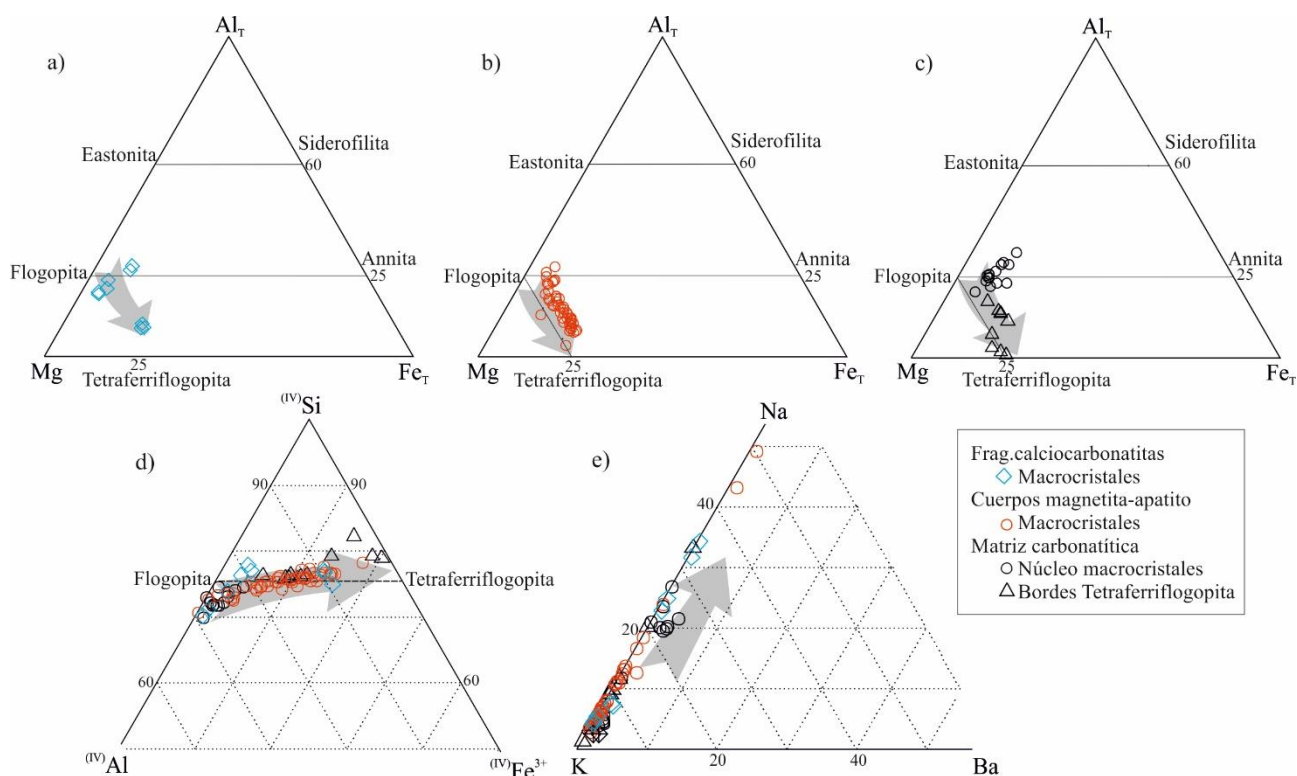


Figura 2.5.14.5. Diagrama composicional para flogopita-tetraferri-flogopita. a, b, c) Diagramas Mg – Al_T – Fe_T. Al_T es el Al total y Fe_T es el Fe total calculado como Fe^{2+} ; d) variación composicional de la mica de Bonga en base los tres cationes principales de la posición tetraédrica Al^(IV) – Si – Fe³⁺; e) variación composicional de K, Ba y Na que ocupan la posición interlámina. Las flechas marcan el trend evolutivo en cada caso, de haberlo.

Por otra parte, las micas presentes en la matriz carbonatítica, más tardías, son asimismo de tipo flogopita y también evolucionan hacia tetraferri-flogopita hacia la parte externa de los cristales (figuras 2.5.14.5c, e; 2.5.14.6b). De este modo, en el centro de los granos presentan una proporción de Al_2O_3 tetraédrico superior al contenido en Fe_2O_3 , que alcanza valores de hasta 4.67% en peso. Sin embargo,

hacia los bordes de grano se observa una tendencia hacia el término extremo tetraferroflogopita más fuerte que en las carbonatitas precoces, con Fe_2O_3 que aumenta hasta el 13.70%, en conjunción con la disminución de Al_2O_3 tetraédrico. La proporción de TiO_2 es también ligeramente más rica que en los xenolitos de carbonatitas del plug, alcanzando hasta 1.23% en peso en el centro de los cristales aunque disminuyendo hacia los bordes de los mismos (figura 2.5.14.6a). La tendencia observada en estas unidades, con una disminución de Al_T y el consiguiente aumento en Fe_2O_3 (figura 2.5.14.6b) es similar a la observada en los cristales de flogopita en orangeitas (Mitchell, 1995).

En todas y cada una de las tres unidades mencionadas la posición interlámina de los cristales de flogopita-tetraferroflogopita está ocupada esencialmente por K, aunque se aprecia una proporción de Na sustituyendo al K. La proporción de Na_2O alcanza hasta 2.47% en peso en los bordes de grano (figura 2.5.14.5e). El elevado contenido en Na_2O es una característica distintiva general de las micas de las carbonatitas (Reguir et al., 2009). En cambio, la proporción de Ba (componente kinoshitalita) se mantiene siempre muy baja (figura 2.5.14.5e). Además, en estas tres unidades las micas presentan una proporción relativamente baja de Ti (figura 2.5.14.6a).

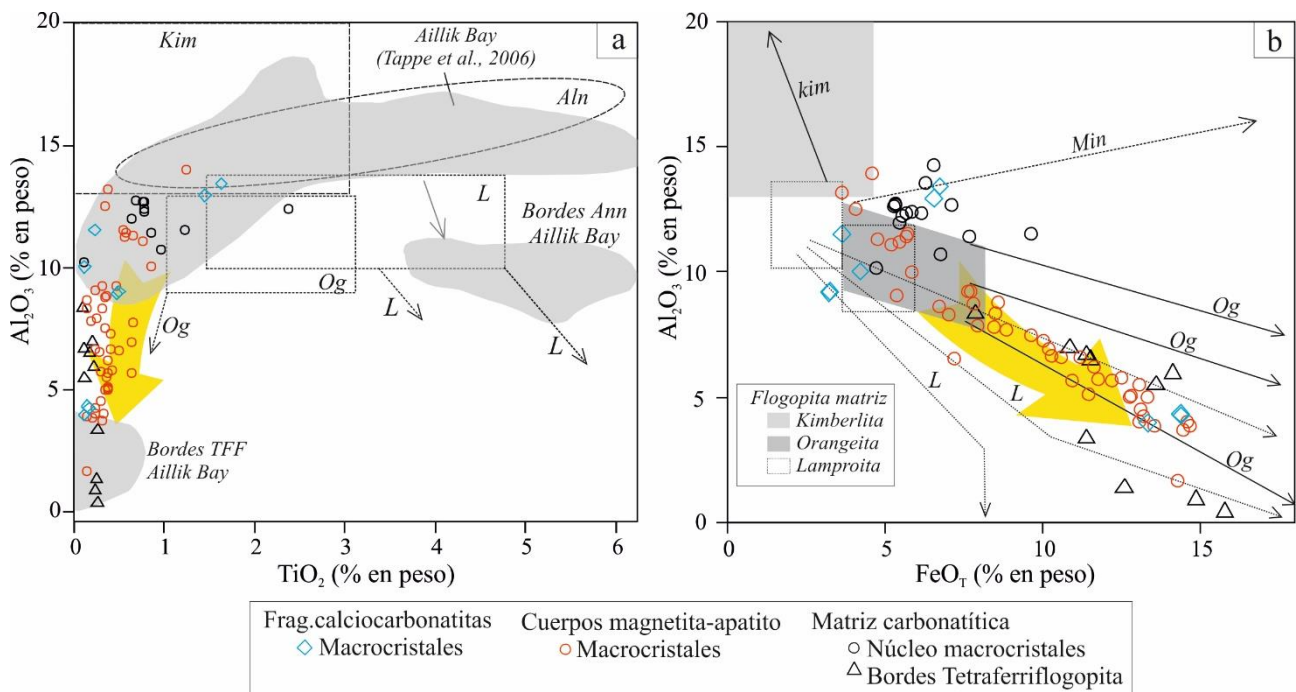


Figura 2.5.14.6. a) Variación de Al_2O_3 vs. TiO_2 de las micas en fragmentos de calciocarbonatita, magnetita apatito y matriz carbonatítica. Los valores obtenidos se comparan con la composición de las micas en carbonatitas y aillikitas de Aillik Bay (Tappe et al., 2006) representados por zonas sombreadas en gris. Se indican los campos composicionales de micas en kimberlitas (Kim), orangeitas (Og), alnöitas (Aln) y lamproitas (L) según Mitchell (1995); b) variación de Al_2O_3 vs. FeOT y comparación con los campos composicionales y tendencias micas de kimberlitas, minettes (Min), orangeitas y lamproitas según Mitchell (1995). Las flechas marcan el trend evolutivo en cada caso, de haberlo.

2.5.14.3 Trend flogopita – eastonita de aillikitas y alnöitas

Los cuerpos entre matriz aillikítica presentan una composición de tipo flogopita y evolucionan hacia el término rico en Al o eastonita. Esta tendencia fue también descrita por Mitchell (1995) aunque en kimberlitas. En aillikitas se ha descrito una tendencia hacia tetraferroflogopita (Tappe et al., 2004) que aquí también se ha observado aunque de forma minoritaria. A diferencia de las unidades anteriores, estas micas presentan composiciones con abundante Al tetraédrico y octaédrico, de modo que en el diagrama ternario $\text{Mg} - \text{Al}_T - \text{Fe}_T$ se encuentran por encima de la línea de composición flogopita – annita. Este trend, no obstante, se halla ausente en las flogopitas atrapadas en las inclusiones de xenocristales de cromita, que presentan una composición relativamente homogénea,

muy centrada en el polo flogopita aunque también con una ligera componente eastonítica inicial; no obstante, cabe tener en cuenta que estos cristales pueden tener una procedencia mantélica y, por tanto, una dinámica evolutiva muy diferente a la del resto de generaciones de flogopita.

En las alnöitas, tanto las micas de la matriz como los macrocristales presentan una composición de tipo flogopita – annita, con una proporción de Al_2O_3 elevada (generalmente entre 14.11 y 17.12%) en peso), lo que produce una deriva hacia composiciones eastoníticas. Los macrocristales, sin embargo, presentan un ligero incremento en la proporción de Fe_2O_3 (que alcanza hasta el 6.76% en peso) hacia los márgenes de los granos, resultando composiciones un poco más ricas en la componente tetraferroflogopita (figura 2.5.14.7a, c). Con todo, este enriquecimiento no es tan marcado como el que se da en las carbonatitas.

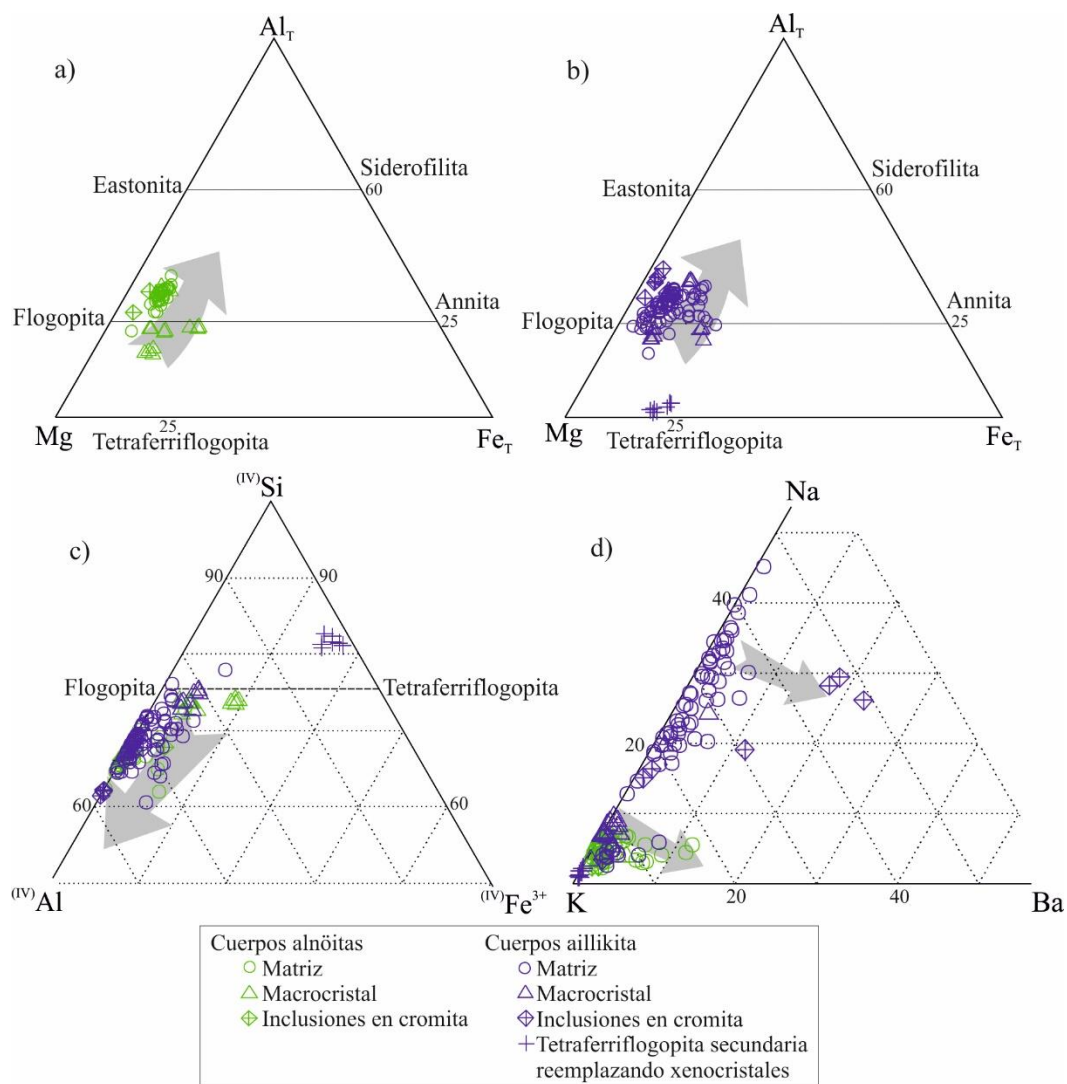


Figura 2.5.14.7. Variación composicional de flogopita-eastonita: a, b) Diagramas Mg – Al_T – Fe_T. Al_T es la suma de Al tetraédrico y octaédrico total y Fe_T es el Fe total calculado como Fe²⁺; c) variación composicional de la mica de Bonga en base los tres cationes principales de la posición tetraédrica: Al^(IV) – Si – Fe³⁺; d) variación composicional de K, Ba y Na que ocupan la posición interlámina. Las flechas marcan el trend evolutivo en cada caso, de haberlo.

Por su parte, las micas en las aillikitas tienen una composición y tendencia similares a las descritas en alnöitas, con una alta proporción en Al_2O_3 tanto en posiciones tetraédricas como octaédricas, con componente eastonítico. En algunas aillikitas se ha observado macrocristales que presentan una disminución de Al_2O_3 y enriquecimiento en Fe_2O_3 hacia tetraferroflogopita. Esta tendencia se observa también en las orangeitas y se atribuye a un cambio de las condiciones redox en

estadios tardíos (Mitchell, 1995). La tendencia hacia tetraferroflogopita se ha descrito en aillikitas de Torngat (Canadá) (Tappe et al., 2004) mientras que hacia eastonita no ha sido descrita hasta ahora.

La proporción de K, Ba y Na en la posición interlámina de micas flogopita – eastonita varía según la unidad. En las alnöitas, los macrocristales contienen principalmente K, mientras que las micas de la matriz tienen una cierta proporción de Ba o kinoshitalita (figura 2.5.14.7d).

En las aillikitas la composición de la posición interlámina es más variable. Las micas de la matriz presentan un enriquecimiento en Na en los estadios tardíos, que es coherente con la pseudomorfización a aspidolita observada en estos cuerpos. En las aillikitas, además, destaca la proporción de Ba o componente kinoshitalita que presentan no sólo las micas de la matriz sino también las micas que se encuentran como inclusiones en fenocristales de cromita. En este caso la proporción de Ba es la más elevada entre las registradas, con valores que alcanzan hasta el 0.43 apfu de Ba. Este comportamiento es común en flogopita de tendencia eastonítica en kimberlitas (Mitchell, 1995) aunque no se había observado en aillikitas.

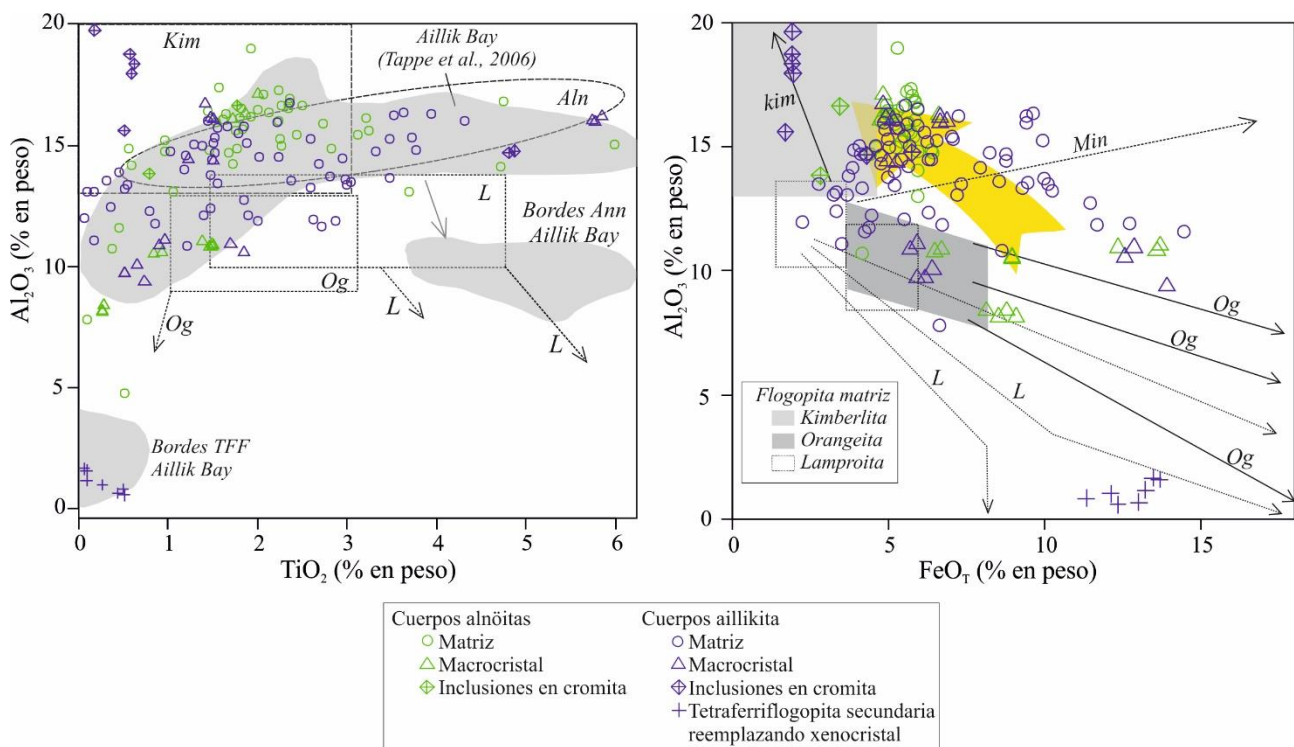


Figura 2.5.14.8. a) Variación de Al_2O_3 vs. TiO_2 de las micas en carbonatitas, alnöitas y aillikitas de Bonga. Los valores obtenidos se comparan con la composición de las micas en carbonatitas y aillikitas de Aillik Bay (Tappe et al., 2006) representados por zonas sombreadas en gris. Se indican los campos composicionales de micas en kimberlitas (Kim), orangeitas (Og), alnöitas (Aln) y lamproitas (L) según Mitchell (1995); b) variación de Al_2O_3 vs. FeOT y comparación con los campos composicionales y tendencias micas de kimberlitas, minettes (Min), orangeitas y lamproitas según Mitchell (1995).

El diagrama de variación de Al_2O_3 vs. TiO_2 de la figura 2.5.14.8, muestra que tanto aillikitas, como alnöitas presentan las proporciones más elevadas de Ti, que alcanza el 5.84% en peso en macrocristales de aillikitas.

Las flogopitas de las aillikitas de Bonga tienen una composición similar a las descritas por Tappe et al. (2006) en Aillik Bay (figura 2.5.14.8a). Sin embargo, no presentan bordes de tetraferroflogopita, aunque sí que muestran una ligera disminución en el contenido de Al_2O_3 .

En alnöitas, las micas de la matriz presentan una proporción de Al_2O_3 generalmente elevada y valores de TiO_2 inferiores a las aillikitas. En algunos casos, su composición es similar a la de las micas descritas en kimberlitas (Mitchell, 1995; figura 2.5.14.8a).

2.5.15. ASPIDOLITA

Este filosilicato se encuentra únicamente en la unidad de aillikita y se trata de una fase secundaria que reemplaza flogopita en estadios tardíos. La aspidolita es un filosilicato análogo de la flogopita, con una sustitución principal en la posición interlámina de Na en el lugar del K, resultando la siguiente fórmula estructural ideal del correspondiente término extremo: $\text{NaMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$.

La aspidolita observada en las aillikitas de Bonga se encuentra principalmente reemplazando la flogopita-eastonita de la matriz. Puede cristalizar también alrededor de vesículas de calcita en la mesostasa. Además, la aspidolita envuelve macrocristales de la aillikita concretamente reemplaza por los bordes y de forma irregular a cristales de tetraferroflogopita y cristales de olivino; éstos están además pseudomorfizados por talco y serpentina de grano fino. No obstante, la composición de esta aspidolita secundaria es bastante homogénea.

Se ha analizado aspidolita en el interior de una inclusión en cromita, en aillikitas fuertemente reemplazadas por aspidolita. Posiblemente la inclusión ha sido también reemplazada.

La mica de tipo aspidolita presenta una proporción de Na_2O elevada, que alcanza hasta 1.4 apfu y que es mayoritaria en la posición interlámina (figura 2.5.15.1a). Presentan una cierta proporción de K_2O , inferior en cualquier caso a 0.5 apfu.

La proporción de Al_2O_3 es alta, hallándose principalmente ocupando la proporción tetraédrica, con valores comprendidos entre 9.45 y 18.32% en peso, sobre todo en microcristales de la matriz. La aspidolita está empobrecida tanto en Fe^{2+} en posición octaédrica como en Fe^{3+} tetraédrico (figura 2.5.15.1b). Localmente la aspidolita presenta un enriquecimiento en Fe_2O_3 cuando se encuentra reemplazando macrocristales de tetraferroflogopita, con valores que alcanzan el 5.02% en peso.

La proporción en TiO_2 es inferior al 0.30% en peso en la mayoría de aspidolita, aunque puede alcanzar muy localmente valores superiores al 2% en peso. En aspidolita en una inclusión en cromita, destaca la proporción de Cr_2O_3 de hasta un 1.15% en peso.

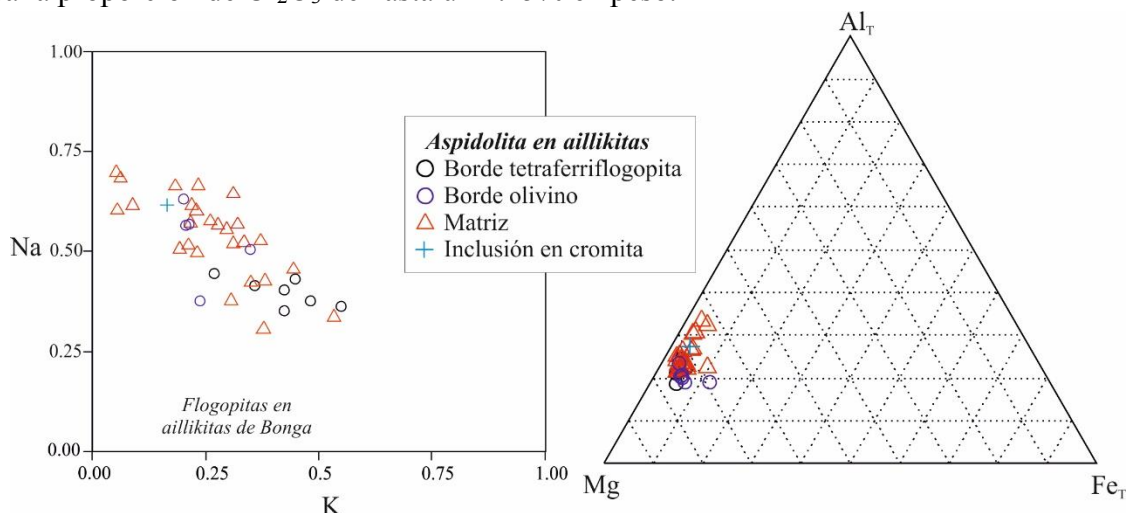


Figura 2.5.15.1: a) Diagrama de variación Na vs. K; b) diagrama Mg – Al_T – Fe_T. Al_T es el Al total y Fe_T es el Fe total calculado como Fe²⁺.

2.6 DATACIÓN DEL COMPLEJO DE BONGA

Se han seleccionado apatitos de dos unidades que forman los cuerpos estudiados en la zona externa del plug central del complejo de Bonga. Por un lado, apatito en lamprófidos ultramáficos de tipo alnöita (muestras BG-4a2 y BG-4a3); por otro, apatitos en xenolitos de roca de magnetita – apatito (muestras BG-6j2 y BG-6x). Se han tenido en cuenta los apatitos analizados de las muestras BG-4a3 y BG-6j2 ya que presentan una proporción de Pb común inferior.

Las apatitos analizados en alnöitas presentan edades estimadas de 136.9 ± 5.6 y 133.9 ± 5.5 Ma referidas a apatito Acrópolis y Otter Lake respectivamente (figura 2.6.1 a y b). Los apatitos de rocas de magnetita-apatito presentan una edad de 122 ± 12 y 121 ± 12 en base a los estándares de Acrópolis y Otter Lake (figura 2.6.2 a y b). El parámetro estadístico MSWD oscila entre 1.5 – 1.7, lo que indica que los datos tienen cierta dispersión.

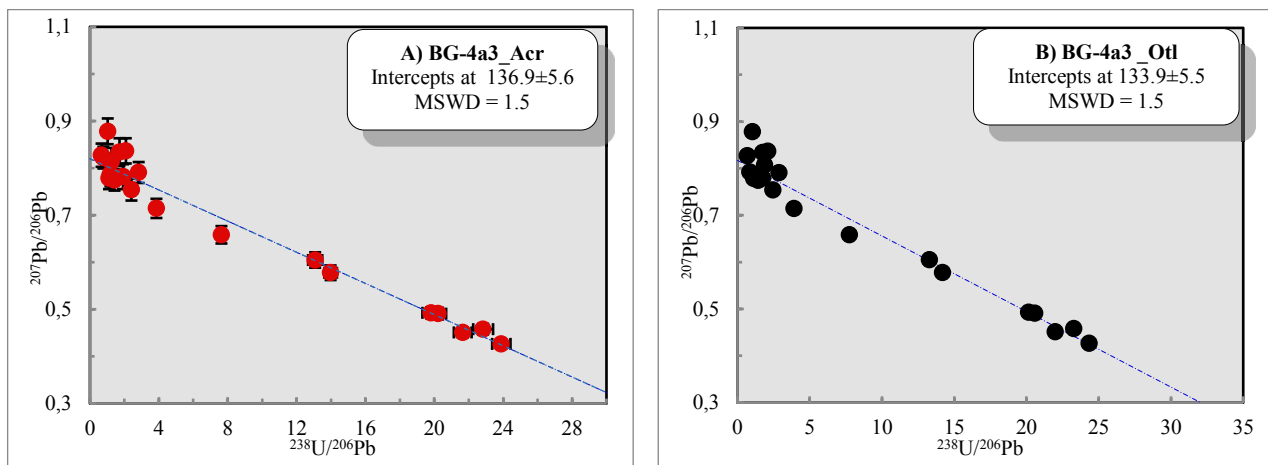


Figura 2.6.1: Apatito en fragmentos de alnöita: Diagrama de Tera – Wasserburg para la determinación de la edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$: a) referido a apatito de Acrópolis, Sudáfrica; b) referido a apatito de Otter lake, Quebec.

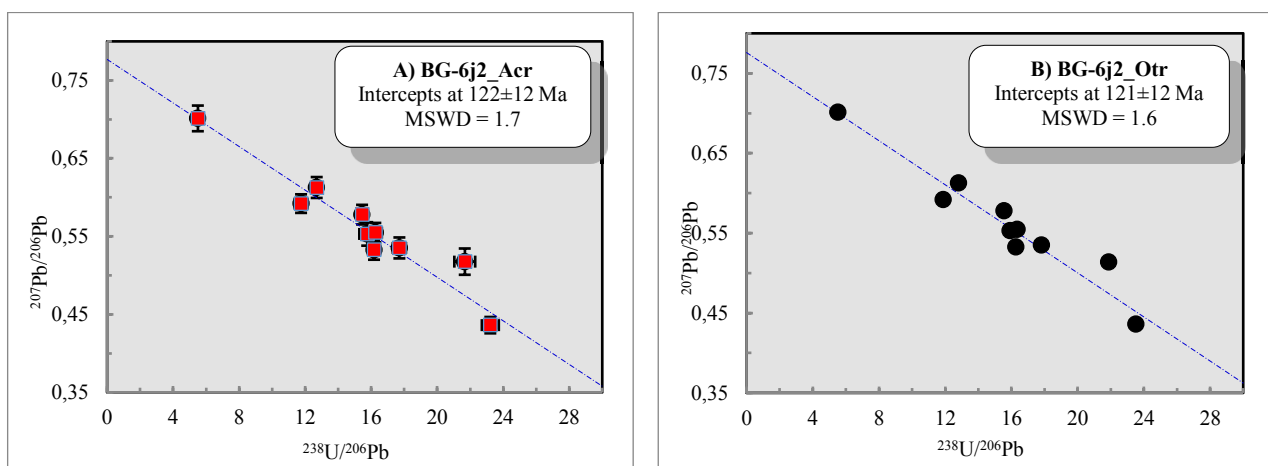


Figura 2.6.2: Apatito en rocas de magnetita-apatito. Diagrama de Tera – Wasserburg para la determinación de la edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$: a) referido a apatito de Acrópolis, Sudáfrica; b) referido a apatito de Otter lake, Quebec.

Se ha comparado las edades obtenidas en el complejo de Bonga con las dataciones existentes de otras rocas ígneas asociadas con el magmatismo del graben de Lucapa en Angola, esencialmente rocas alcalinas subsaturadas (principalmente, sienitas nefelínicas) y kimberlitas. Como se detalla en

la figura 2.6.3 y tabla 2.6.1, las intrusiones estudiadas presentan en conjunto edades comprendidas entre 113 a 145 Ma, intervalo correspondiente por completo al Cretácico inferior. La gran mayoría de datos existentes corresponden a intrusiones de kimberlitas, que han sido recientemente datadas en los trabajos de Eley et al. (2008), Robles-Cruz et al. (2012) y Castillo et al. (2016). La mayoría de dataciones en kimberlitas (efectuadas especialmente por el método de U/Pb en perovskita de la matriz) se concentran en el Aptiense (125 – 113 Ma), periodo en el cual se registra la fracturación del supercontinente Gondwana y formación de zonas de rift y fallas como consecuencia de la extensión en la zona (Pereira et al., 2003; Castillo, 2016).

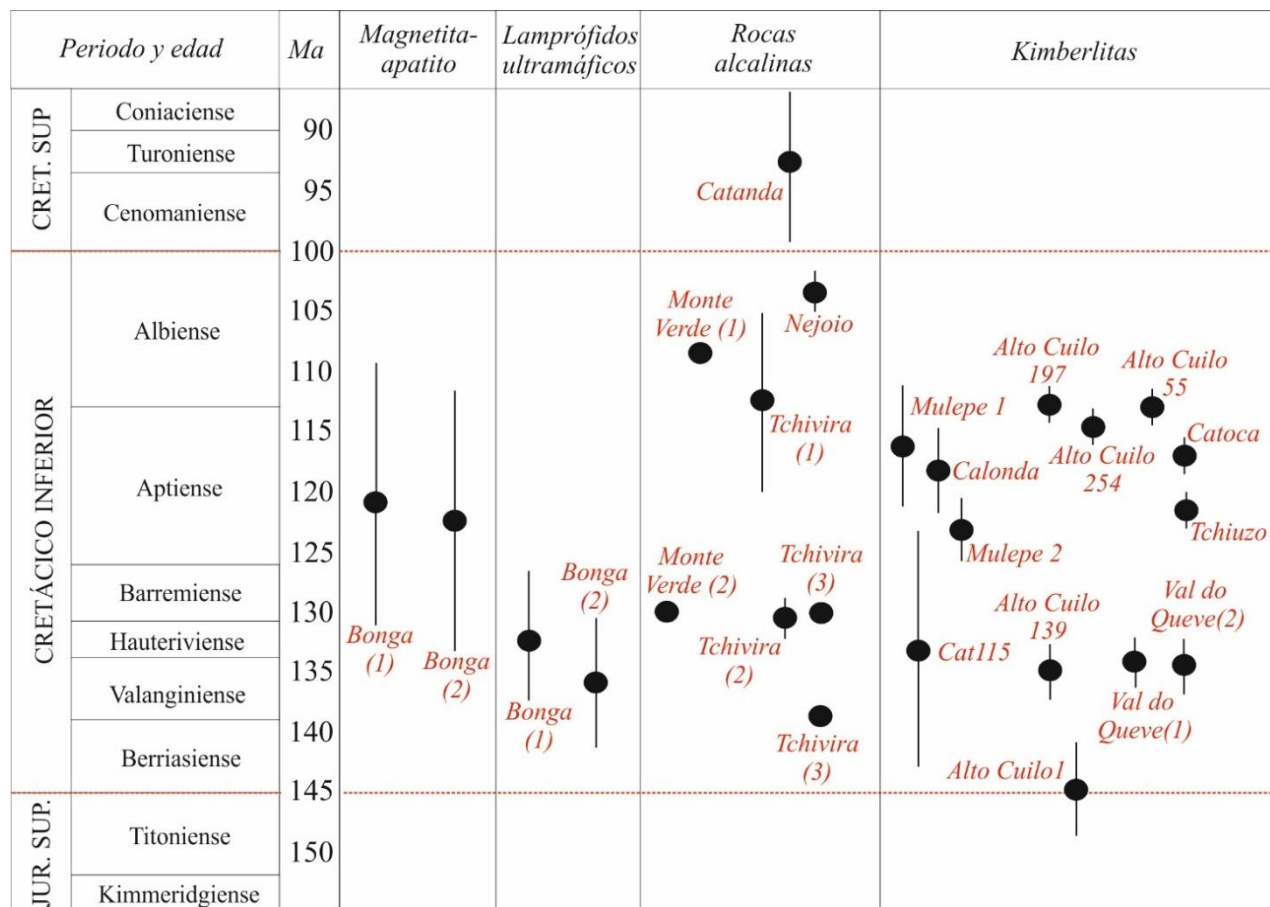


Figura 2.6.3: Esquema comparativo sintético de las dataciones existentes sobre el magmatismo alcalino, carbonatítico y kimberlítico asociado con la estructura de Lucapa en Angola, situadas en la escala temporal geológica. A efectos comparativos se detallan las edades de los pisos desde el Jurásico superior hasta el Cretácico superior, de acuerdo con la International Time Table. La edad obtenida en cada datación, así como el método empleado y el autor o autores de las mismas se detalla en la tabla 2.6.1. Las líneas marcan la barra de error; cabe señalar que en algunas referencias no se detalla el error. En la figura no se han representado datos de rocas más modernas, como Catanda, o más antiguas, de significado dudoso.

Sin embargo, los complejos carbonatítico – alcalinos de Angola cuentan con escasas dataciones, todas ellas realizadas en rocas alcalinas de tipo sienitas nefelínicas, mientras que las propias carbonatitas no han sido datadas hasta el momento. Las edades obtenidas presentan una mayor dispersión que en el caso de las kimberlitas, aunque las edades obtenidas también corresponden al Cretácico inferior. Cabe tener en cuenta que la mayor parte de estudios no se han realizado mediante U/Pb sino empleando otros métodos.

Un caso aparte es el del complejo carbonatítico volcánico de Catanda, en el NE de Angola. En los diques alcalinos de afinidad tinguaítica de la zona se habían obtenido edades de 92 ± 7 Ma, correspondientes al Cenomaniense, en el Cretácico superior (Silva y Pereira, 1983); ésta fue la datación que se propuso para el conjunto del complejo. Sin embargo, Giuliani et al. (2017) recientemente han aportado datos muy diferentes acerca de las propias lavas del complejo, con la

obtención de edades de apatito en lavas aillikíticas, que demuestran que la edad de la erupción volcánica es Cuaternario (0.5 – 0.8 Ma). Se trata, por consiguiente, del magmatismo de afinidad carbonatítica más reciente después del volcán Oldoinyo Lengai en Tanzania (ej. Dawson et al., 1994; Bosshard-Stadlin et al., 2014).

En este presente trabajo, se han obtenido los primeros datos sobre edades U-Pb en apatito del complejo de Bonga. Además, son las primeras dataciones realizadas en alnöitas y rocas de magnetita – apatito en los complejos de Angola. Las edades obtenidas oscilan entre 121 y 136 Ma correspondientes al Cretácico inferior y son concordantes con el resto de intrusiones alcalinas datadas y localizadas en el graben de Lucapa.

Las dos unidades presentan edades muy similares, lo que indican que su formación fue simultánea; teniendo en cuenta los datos de campo y texturales, lo más probable es que correspondan al mismo evento intrusivo y que la edad del mismo sea Hauteriviense-Barremiense. Por otra parte, las edades obtenidas son similares a las registradas en el complejo intrusivo vecino, el de Tchivira (Issa et al., 1991).

Tabla 2.6.1. Síntesis de los datos existentes de las edades de las intrusiones de kimberlitas y complejos subsaturados alcalinos y carbonatíticos de la estructura de Lucapa en Angola.

<i>Localidad</i>	<i>Edad (Ma)</i>	<i>Método</i>	<i>Referencia</i>
Kimberlitas			
Alto Cuilo 1	145.1±4	U-Pb en perovskita	Eley et al. (2008)
Alto Cuilo 139	135.7.1±2.1	U-Pb en perovskita	Eley et al. (2008)
Alto Cuilo 197	113±0.8	U-Pb en zircón	Eley et al. (2008)
Alto Cuilo 254	115.5±1.1	Rb-Sr en flogopita	Eley et al. (2008)
Alto Cuilo 55	113±0.8	U-Pb en zircón	Eley et al. (2008)
Catoca	117±0.7	U-Pb en zircón	Robles-Cruz et al. (2012)
Tchiuzo	121.2±1	U-Pb en zircón	Robles-Cruz et al. (2012)
Val do Queve(1)	134±2	U-Pb en zircón	Davis (1977)
Val do Queve (2)	133.4±11.5	Fission track en zircón	Haggerty et al. (1983)
Mulepe1	116.2±6.5	U-Pb en perovskita	Castillo et al. (2016)
Mulepe2	123.0±3.6	U-Pb en perovskita	Castillo et al. (2016)
Calonda	119.5±4.3	U-Pb en perovskita	Castillo et al. (2016)
Cat115	133±10	U-Pb en perovskita	Castillo et al. (2016)
Rocas alcalinas			
Monte Verde (1)	109	K-Ar en anfíboles	Issa et al. (1991)
Monte Verde (2)	130	K-Ar en anfíboles	Issa et al. (1991)
Tchivira Sienitas nefelínicas (1)	112±8	Rb-Sr biotita	Lapido-Loureiro (1973)
Tchivira Sienitas nefelínicas (2).	130.8±1.4	Rb-Sr en feldespatos y mica	Allsopp & Hargraves (1985)
Tchivira Sienitas nefelínicas (3)	130; 138	K-Ar en biotita y piroxeno	Issa et al. (1991)
Nejoio Sienitas nefelínicas	104.3±0.8	K-Ar en biotita y feldespatos/carbonato	Allsopp & Hargraves (1985)
Catanda (tinguaita)	92±7	K-Ar en flogopita	Silva & Pereira (1973)
Lamprófidos ultramáficos			
Bonga alnöita (1)	133.9±5.5	U-Pb en apatito (estándar Otter Lake)	Este trabajo
Bonga alnöita (2)	136.9 ±5.6	U-Pb en apatito (estándar Acrópolis)	Este trabajo
Catanda (lavas aillikíticas)	0.5 – 0.8	(U-Th-Sm)/He en apatito; ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en flogopita	Giuliani et al. (2017)
Rocas de magnetita – apatito			
Bonga (1)	121±12	U-Pb en apatito (estándar Otter Lake)	Este trabajo
Bonga (2)	122±12	U-Pb en apatito (estándar Acrópolis)	Este trabajo

2.7. DISCUSIÓN: EVOLUCIÓN DEL COMPLEJO DE BONGA

2.7.1. SECUENCIA DE EMPLAZAMIENTO DEL MACIZO CARBONATÍTICO DE BONGA

El macizo carbonatítico de Bonga contiene diversos elementos intrusivos, que a grandes rasgos pueden ser sintetizados en un plug central, un sistema de diques anulares, los cuerpos de brechas con glóbulos situados en el borde del plug, las brechas carbonatíticas del borde del plug y las diatremas externas. Estas unidades no difieren mucho de las encontradas en otros macizos carbonatíticos subvolcánicos similares, incluyendo especialmente los de la provincia Namibe-Paraná-Etendeka (por ejemplo, en el complejo carbonatítico de Agate Mountain en Cape Fria, NW Namibia; Miller, 2000) pero también en otras de todo el mundo (por ejemplo, Le Bas, 1977; Kresten, 1980; Barker, 1989). De hecho, los cuerpos mixtos de carbonatita-aillikita-alnöíta-turjaíta-rocas de magnetita con apatito asociados con carbonatitas ofrecen algunos ejemplos, como en la bahía de Kandalaksha, en la Península de Kola, Rusia (Beard et al, 1996, 1998; Makhotkin et al., 2003).

Por lo general, la secuencia de intrusiones en los macizos carbonatíticos comprende un primer estadio ultramáfico con piroxenitas y rocas alcalinas subsaturadas (con ijolitas precoces seguidas por sienitas nefelínicas) y finalmente carbonatitas, como en Alnö, Suecia (Kresten, 1980 1986, 1990); no obstante, en la propia Alnö hay intrusiones tardías de alnöítas cortando carbonatitas (Kresten, 1990). Incluso, en algunos casos, se han reconocido kimberlitas (Chebotarev et al., 2017). En Bonga no se distinguen las rocas ultramáficas o alcalinas, posiblemente porque representa un contexto hipabisal, pero si se da la misma secuencia de carbonatitas intruida por una compleja asociación de lamprófidos ultramáficos, como alnöítas y aillikitas (como lo demostrarían los xenolitos de carbonatita plutónica dentro de estas rocas) y rocas alcalinas, si bien como se ha visto la matriz del conjunto de brechas con glóbulos es carbonatítica, lo que hace presuponer que todas estas rocas son esencialmente de la misma edad y comagmáticas.

Con todo, la relación entre los magmas carbonatíticos y los magmas alcalinos es un tema sobre el que todavía se debate, pudiéndose tratarse de un origen común a partir de immiscibilidad líquida a partir de un magma en común (Kjarsgaard & Hamilton, 1989) o de mezcla de magmas de procedencia similar. Este debate, como veremos, no es sólo académico, porque tiene sus implicaciones metalogenéticas.

2.7.2. ¿PRECONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS RAROS EN EL MANTO?

Uno de los aspectos más interesantes del complejo ultramáfico de Bonga es la presencia de cuerpos con mineralogía dominante de flogopita-apatito (localmente, con menores proporciones de piroxeno y calcita) en los que los silicatos típicamente formadores de rocas, como micas trioctaédricas y piroxenos, están enriquecidos en elementos raros. Como se ha indicado, en algunos cuerpos de tipo glimmerítico, enriquecidos en apatito y flogopita, se reconocen concentraciones de Nb en augita y flogopita.

El Nb no es un elemento que en ningún modo tienda a concentrarse en las micas o piroxenos en las carbonatitas. Kapustin (1986) ofrece los análisis de Nb₂O₅ y Ta₂O₅ en flogopita y clinopiroxeno

en carbonatitas, resultando de promedio valores muy parecidos y muy bajos, en el orden de 0.005 y 0.0005 % en peso respectivamente, sin que varíen demasiado entre los diferentes estadios carbonatíticos. En el caso de Nb, se registran en las flogopitas de los xenolitos de Bonga concentraciones más de 200 veces más altas. Tampoco parece que el Nb pueda concentrarse en las micas de las rocas ultramáficas alcalinas o ultrabásicas, puesto que en ambos tipos de rocas se estima encontrarse sistemáticamente en menos de 10 ppm (Pla Cid et al., 2005; Akinin et al., 2005; Downes et al., 2004).

Cabe señalar, en primer lugar, que estos cuerpos no parecen corresponder a concentraciones de apatito y mica debidas a algún tipo de segregación en forma de cumulos en la carbonatita, puesto que la composición de los cristales de sus micas es diferente de la del resto de la carbonatita encajante. Además, hay evidencias texturales de desequilibrio entre los minerales de estas rocas y el magma carbonatítico encajante. Por ello, estos cuerpos se consideran como xenolitos. El problema radica en la procedencia de los xenolitos, si se trata de cuerpos glimmeríticos asociados al emplazamiento de la carbonatita o se trata de xenolitos mantélicos. Las glimmeritas y otras rocas ricas en micas como los MARID (Dawson y Smith, 1977; Waters, 1987) se encuentran a menudo como xenolitos de procedencia mantélica en numerosas rocas kimberlíticas de todo el mundo, como en Sudáfrica (Matson et al., 1986; Giuliani et al., 2013), Yakutia (Ashchepkov et al., 2015); no obstante, aparecen también en lamprófidos ultramáficos como, por ejemplo, en la provincia Churchill de Canadá (Peterson y Le Cheminant, 1993), en China (Goto et al., 2004) o en Sudáfrica (Tappe et al., 2008). Además, también cabe señalar que la presencia de xenolitos glimmeríticos en carbonatitas ha sido señalada en muchos otros macizos del mundo, como por ejemplo en Kola (Downes et al., 2005), o en Aley y Chipman Lake en Canadá (Chakhmouradian et al., 2016). No obstante, también se ha citado la presencia de cuerpos glimmeríticos en Siilinjärvi, en Finlandia, que se presuponen como magmáticos intrusivos (O'Brien et al., 2015). Por consiguiente, el origen de estos xenolitos de Bonga puede buscarse tanto en el manto como en intrusivos glimmeríticos precoces.

Por otra parte, aunque el número de enclaves de este tipo es reducido y de pequeño tamaño, su observación petrográfica sugiere un grado de heterogeneidad muy acusado en estas rocas, puesto que las proporciones de sus componentes son muy variadas en cada xenolito. Además, los patrones de zonación son muy diferentes entre cada uno de los cristales, lo que sugiere una ausencia de equilibrio, en especial en los bordes de los cristales. Todo ello sugiere que esta roca se formó más por procesos metasomáticos de rocas con paragénesis original de olivino-piroxeno más que no por una cristalización en una cámara magmática; en este caso, cabe invocar la presencia de varios episodios de metasomatismo para explicar las diferentes e inversas pautas de zonado que se dan en los cristales de estas rocas. Ahora bien, este metasomatismo pudo producirse tanto en el manto como en un cuerpo de composición foscorítica o ultramáfica. El pequeño tamaño de los xenolitos y su escasez no permite por el momento proporcionar elementos para resolver esta dicotomía, pero éste es un tema cuyo estudio debe profundizarse en el futuro.

En todo caso, sea cual sea el medio de formación, lo cierto es que estas rocas contienen micas y, en menor medida, piroxenos, ricos en Nb. La formación de estos silicatos, comunes como minerales en las carbonatitas, puede explicarse a partir de la incursión de un magma de afinidad carbonatítica en rocas mantélicas, lo que explicaría la presencia de restitas de piroxenos, si bien el olivino primigenio habría sido reemplazado por flogopita, carbonatos y apatito. Por otra parte, la presencia de abundante Nb en el piroxeno sugiere que éste como mínimo habría sido reequilibrado por interacción con el piroxeno primario, posiblemente un ortopiroxeno.

No existe ningún registro acerca de que micas o piroxenos puedan contener niobio, y es interesante tener en cuenta que el Nb aparece en la parte de borde de los cristales, sugiriendo que el enriquecimiento se produce durante procesos metasomáticos relativamente tardíos, una vez ya existe una generación de flogopita libre de Nb. Cabe remarcar que en estas condiciones no parece formarse

pirocloro u otros minerales típicos de Nb, como diversos zirconosilicatos. Ello puede deberse a que la actividad de Si y de álcalis sea baja en los magmas que produjeron el metasomatismo, lo que sugiere en primera instancia la presencia de magmas carbonatíticos o, mejor, aillikíticos, que explicarían la presencia de mica abundante. La presencia de apatito sugiere que estos magmas debían ser ricos en volátiles, pero no en F o Cl, porque ninguna de las zonas de la flogopita ni el apatito son ricos en estos elementos, por lo que más probablemente el agua sería el volátil dominante en los magmas. Cabe tener en cuenta que en ninguna de las rocas de los cuerpos periféricos de Bonga se han encontrado cantidades significativas de F en ninguno de los minerales potencialmente portadores (flogopita, anfíboles, etc).

El problema entonces radica en cuál puede ser el mecanismo de transporte (y de precipitación) del Nb en este contexto. No tenemos datos de cuáles eran los posibles fluidos involucrados pero, como hemos visto, al menos en los estadios de cristalización de las glimmeritas los magmas no debían ser ricos en volátiles como F y Cl, que han sido a menudo propuestos como vectores de Nb y Ta (por ejemplo, Collins et al., 1982). Existen algunos datos sobre los coeficientes de partición de Nb y Ta en contextos magmáticos e hidrotermales en condiciones de alta presión que pueden adaptarse a este trabajo. Diversos autores han estudiado los mecanismos de partición de Nb en condiciones mantélicas (por ejemplo Adam et al., 1993; Hauri et al., 1994; Green, 1995; Gregoire et al., 2000; Adam y Green, 2003; figura 2.7.1). Por lo general, los contenidos en Nb que pueden entrar en los silicatos son muy bajos, puesto que en presencia de un líquido silicatado, el Nb tiende a partirse hacia éste y no hacia los cristales de silicatos, siendo los anfíboles casi un orden magnitud más favorables para acomodar Nb, aunque no se dispone de datos experimentales acerca del comportamiento de las micas. Llama la atención que los piroxenos y los granates en equilibrio con un magma silicatado no fraccionan Nb. Además, los coeficientes de partición de Nb entre cristal y fundido no parecen ser muy diferentes en función de la presión, quedando alrededor de 0,05 tanto en sistemas silicatados como carbonatíticos (Blundy y Dalton, 2000; Adam y Green, 2003).

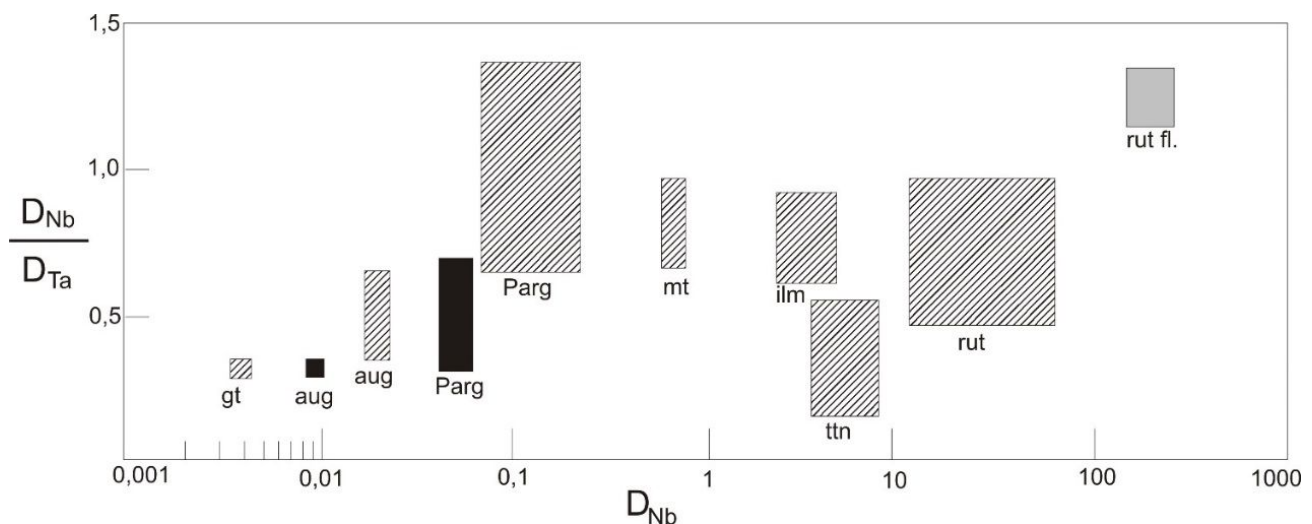


Figura 2.7.1. Relación, determinada experimentalmente, de los coeficientes de partición (D 's) de Nb y Ta versus D_{Nb} para varios minerales en magmas carbonatíticos, silicatados o fluidos acuosos (Green, 1995). Los rectángulos con rallado diagonal indican los valores para mineral/líquido silicatado, los rectángulos con relleno negro dan las relaciones para mineral/líquido carbonatítico, y los rectángulos con sombreado gris para mineral/fluido acuoso.

En cambio, en estas mismas condiciones el Nb tiende a concentrarse en óxidos o silicatos con Ti, siendo ilmenita, titanita o rutilo las estructuras más favorables para acomodarlos en estas mismas condiciones. De modo que, en caso de que haya acumulados de estos minerales, se podría esperar que el baño silicatado restante quedara deprimido en Nb. En cambio, cuando cristalizase rutilo en presencia de un fluido acuoso, el Nb se fraccionaría fuertemente hacia estos cristales.

La situación es ligeramente diferente en presencia de un fundido carbonatítico. En estos casos, los piroxenos y los anfíboles se comportan como un medio mucho más incompatible para acomodar estos elementos que en el caso de los magmas silíceos. Por consiguiente, en caso de circular un magma carbonatítico entre cristales de silicatos ricos en Nb y reequilibrarse con los mismos, el magma se enriquecería en Nb. Estudios más recientes (Klemme et al., 1995) reforzaron este punto de vista mediante determinación de los coeficientes de partición de clinopiroxeno en relación a magma carbonatítico, detectando coeficientes de partición $Nb_{\text{cpx}}/Nb_{\text{fundido}}$ de 0.1, como se ve, un orden de magnitud más elevado que en el caso de los magmas silíceos.

No obstante, el problema puede ser diferente en presencia de agua. Baier et al, (2008) investigaron experimentalmente la solubilidad de Nb y Ta en clinopiroxenos en el sistema $CaMgSi_2O_6-NaAlSi_2O_6-Nb_2O_5-H_2O$ a 1.5 GPa y 700–1100°C, encontrándose una buena correlación entre el contenido de Al y el de Nb, de modo que la máxima solubilidad de Nb en el piroxeno era de 4 % en peso cuando el contenido de Al en el clinopiroxeno alcanzaba 10% en peso de Al_2O_3 , lo que implica también un grado elevado de componente omfacítico. En este trabajo no se menciona el problema del cálculo de valencia del Nb, pero hemos recalculado los mismos análisis de los autores y los análisis se ajustan mejor con Nb^{5+} . Existe una buena correlación entre Nb, Al y Na; el Nb parece estar completamente en las posiciones octaédricas.

En el caso de Bonga, aunque se dispone de pocos análisis de piroxenos con Nb, parece confirmarse esta tendencia, puesto que hay una buena correlación entre el contenido de Al y el de Nb (figura 2.7.2).

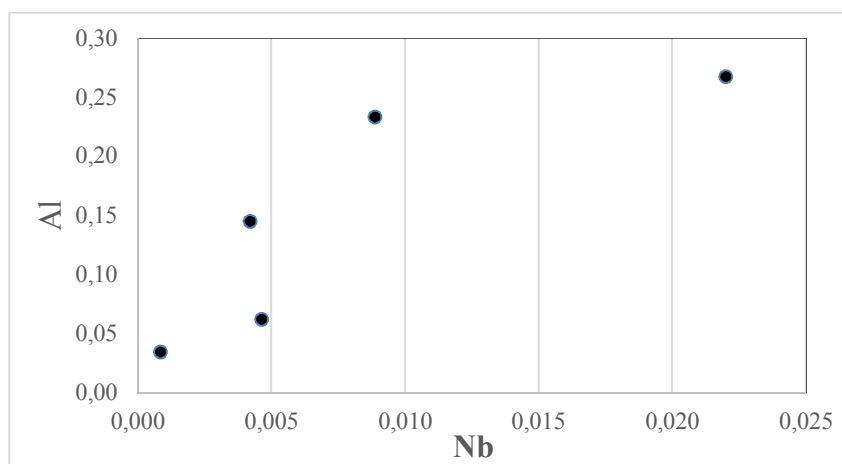


Figura 2.7.2 Diagrama de correlación entre Al y Nb (en apfu) en los piroxenos de los xenolitos glimmeríticos de Bonga.

La presencia elevada de Nb en silicatos mantélicos, además, puede tener enormes implicaciones geoquímicas, pues puede ayudar a explicar la anomalía de Nb-Ta típica de contextos de arco volcánico. Es sabido que las lavas de arco volcánico presentan una típica anomalía negativa en Nb-Ta (Pearce, 1982; Stolz et al., 1996). Para explicar esta anomalía se han invocado diversos mecanismos, como que el Nb sea fijado en rutilo (Ryerson y Watson, 1987), principalmente las siguientes:

- Fusión parcial de la lámina subducente, quedando el rutilo eclogítico reteniendo Nb y Ta (Brenan et al., 1994).
- Fusión en la cuña con un enriquecimiento selectivo de elementos incompatibles, excepto Nb y Ta que no son fácilmente transportados por fluidos (Tatsumi et al., 1986; McCulloch y Gamble, 1991; Hawkesworth et al., 1994; Arculus, 1994; Münker et al., 2004).
- Fijado del Nb y Ta en silicatos mantélicos

La primera hipótesis es difícilmente aplicable, puesto que el rutilo está ausente en peridotitas mantélicas y es en cambio soluble en magma basáltico (Ryerson y Watson, 1987). Por ello, la opción segunda ha sido favorita durante mucho tiempo, si bien Baier et al. (2008) han demostrado experimentalmente que la opción tercera es plausible.

Los experimentos de Baier et al. (2008) aportar una información valiosa para reforzar la tercera hipótesis. No obstante, hasta el presente momento no se habían encontrado evidencias de que esta situación se diera efectivamente en sistemas naturales. Por ello, el descubrimiento de Nb en los piroxenos de Bonga demuestra que puede darse enriquecimiento en los piroxenos mantélicos.

2.7.3. MORFOLOGÍA 3D DEL COMPLEJO

El esquema a grandes rasgos del complejo corresponde a una intrusión centrada, con un plug mayor en el centro y diques anulares concéntricos. Aunque no disponemos de datos directos para establecer el esquema 3-D de intrusivo, un primer dato a tener en cuenta es la diferencia de cota de casi 1000 m desde el techo actual del plug y la base, que es donde se reconocen los diques anulares. La anchura del macizo se acerca a los 3 km; no se reconocen rocas encajantes a techo, de modo que el nivel de erosión ha removido los posibles edificios volcánicos que acaso pudieron existir en superficie durante el episodio magmático. No obstante, el nivel de erosión tampoco puede ser muy profundo, puesto que quedan retazos del complejo anular de diques, de normalmente se encuentran en los dominios superiores de los complejos intrusivos subvolcánicos.

La forma de plug puede venir determinada porque las rocas carbonatíticas son menos erosionables que las rocas plutónicas ácidas encajantes, lo que indicaría que el cuerpo intrusivo tiene una profundidad mínima de 1000 m, pero es difícil saber cómo enraíza en profundidad. No obstante, en algunos complejos carbonatíticos se están empezando a realizar modelos geofísicos 3-D. De este modo, Marangoni & Mantovani (2013) ofrecen una síntesis de los estudios de modelización 3-D realizados por el momento en los macizos carbonatíticos y alcalinos de Brasil, muy similares en forma, composición y edad a los de Angola. La forma y tamaño de una decena de macizos importantes es muy variable, pero por lo general se trata de cuerpos tubulares o vagamente esféricos, cuya extensión en profundidad es muy variable, posiblemente debido a diferencias en el nivel de erosión, pero puede alcanzar hasta una decena de kilómetros en alguno de los complejos que exhiben mayores dimensiones en el afloramiento correspondiente en planta. Por tanto, cabe suponer que las rocas carbonatíticas de Bonga pueden continuar al menos unos 4-5 kilómetros de profundidad.

2.7.4. LA FORMACIÓN DE LOS DIQUES ANULARES

Los diques anulares de Bonga se disponen concéntricamente respecto del plug principal, y tienen un buzamiento fuerte, cercano a los 60-70°, lo que concuerda con su posición cercana al plug, lo que lo asemeja al modelo de Andersson & Malehmir (2017) para el complejo carbonatítico subvolcánico de Alnö.

Los diques anulares de carbonatitas tienen un mecanismo de formación controvertido. Los diques podrían corresponder a estructuras del tipo de “cone sheets” debido a un proceso de intrusión por sobrepresión (Anderson, 1936; Gautneb & Gudmundsson, 1992; Palmer et al., 2007); para otros autores, por ejemplo, Andersson et al. (2013, 2017) se han formado en un contexto subvolcánico a partir de la formación de calderas durante descompresión. De hecho, que se formen estructuras en forma de diques o cuerpos de tipo *cone sheets* depende de la profundidad de emplazamiento del magma, correspondiendo estas estructuras circulares al emplazamiento de magmas a baja profundidad (Galland et al., 2014). No obstante, en el complejo de Bonga se trata de un intrusivo

enorme y los diques se encuentran en un nivel topográfico muy inferior (más de 1000 m) al techo del intrusivo.

En el caso que nos ocupa no hay evidencias de que se haya producido un hundimiento de la cobertera en la cámara magmática de Bonga, por lo que el esquema de formación de los diques a partir de sobrepresión parece más válido. Además, estos diques se encuentran a gran profundidad, a más de 1000 m del techo de la superficie de erosión actual del techo del complejo.

2.7.5. EL PROBLEMA DE LA ASOCIACIÓN DE ROCAS CARBONATÍTICAS, LAMPROFÍRICAS ULTRAMÁFICAS Y ROCAS ALCALINAS

Los intrusivos ultramáficos alcalinos son menos raros de lo que podría parecer, existiendo ejemplos en el complejo de Gardiner en Alaska (Nielsen, 1994). En la península de Kola (Rusia) también hay enjambres de diques de carbonatitas encajados en ijolitas y charnockitas, asociados con otros diques de afinidad ultramáfica alcalina, especialmente nefelinitas y nefelinitas meliliticas con o sin olivino, melteigitas, uncomphgritas, okaitas, turjaitas y melilitolitas (Bell et al., 1996); las relaciones de emplazamiento entre estos diques sugieren que las carbonatitas cortan a las rocas más ultramáficas pero son cortadas por las nefelinitas. Por tanto, serían contemporáneas y ambos tipos de rocas se habrían formado por immiscibilidad líquida debida a enriquecimientos periódicos en CO₂; las rocas ultrabásicas como melilitolita y uncomphgrita serían acumulados, mientras que melteigita, turjaíta, okaíta e ijolita serían productos de cristalización fraccionada a partir de un magma de composición nefelinita melilitica olivínica (Bulakh e Ivanikov, 1996; Ivanikov et al., 1998).

La relación entre carbonatitas y lamprófidos ultramáficos (aillikitas, alnöitas, damtjernitas) se ha identificado solo en 22 complejos (Woolley y Kjarsgaard, 2008). Por el momento, se han estudiado en detalle los complejos de Aillik Bay, Sarfartoq o Tikiusaq, en Canadá y Groenlandia (Tappe et al., 2004, 2006, 2008, 2009). En el caso de Aillik Bay, la fusión de peridotitas del manto debido a la extensión litosférica da lugar a un magma proto-aillikítico. La formación de carbonatitas y mela-aillikitas se produce por la desvolatilización de fluidos ricos en CO₂ de este magma primario. Sin embargo, los diques de damtjernitas se formaron por procesos de exsolución (Tappe et al., 2006). En el complejo de Sarfartoq (Secher & Larsen, 1980) se identifican diques de aillikitas, además de pulsos de magmas carbonatíticos emplazados en zonas de cizalla que causan una intensa alteración de la roca encajante. El mismo esquema, en mayor o menor medida, se repite en los complejos de Qaqarssuk (Knudsen & Buchard, 1991) y Tikiusaq (Tappe et al., 2009). Estos últimos autores, además, para este conjunto de complejos interpretan, a partir de datos de geoquímica mineral y estudios de isótopos estables y radiogénicos, que las carbonatitas corresponden a productos de diferenciación de magmas aillikíticos ricos en carbonato procedentes de la fusión parcial de peridotitas del manto.

No obstante, Chakhmouradian (2006) ha realizado un detallado estudio de los HFSE en rocas de ambos tipos de todo el mundo (más de 100 localidades), y sus datos parecen demostrar que los magmas carbonatíticos no pueden derivar de un magma alcalino ultramáfico por immiscibilidad líquida o cristalización fraccionada, por lo que propone que, alternativamente, las carbonatitas se originan por un bajo grado de fusión parcial de una fuente mantélica previamente enriquecida en HFSE⁺ por metasomatismo, con ratios elevadas de Nb/Zr y Zr/Hf, precisándose además que el protolito fuera anfibólico o flogopítico; los fundidos así formados podrían sufrir diferenciación. El CO₂ se presume que es de origen astenosférico, y no se presupone una influencia eclogítica.

2.7.6. EL PROBLEMA DE LOS CUERPOS DE MAGNETITA-APATITO

Los cuerpos de magnetita-apatito en el conjunto del mundo se encuentran casi siempre asociados a carbonatitas (Russell et al., 1954; Lapin, 1979; Vartiainen, 1980; Krasnova & Kopylova, 1988; Eriksson, 1989; Yegorov, 1984, 1993; Balaganskaya, 1994; Epshteyn, 1994; Zaitsev & Bell, 1995; Verhulst et al., 2000; Dunworth & Bell, 2001; Kogarko et al., 1995; Woolley, 2001), formando cuerpos anulares entorno a plugs de éstas, pero también diques o incluso pipes de anchuras hectométricas (como en Bailundo et al., 2011).

El primer problema que se plantea con respecto a estas rocas de magnetita-apatito es su nomenclatura. Cabe precisar llegados a este punto que desde hace muchos años numerosos autores usan el término “nelsonita” para designar rocas constituidas por cualquier óxido de Fe-Ti y apatito (por ejemplo, Yegorov, 1993). No obstante, por el momento el término “nelsonita” está restringido a las rocas ígneas constituidas por ilmenita y apatito, según la normativa oficial de la International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (Le Maitre et al., 2003), si bien no está definido en esta misma normativa cómo denominar a una roca de apatito-magnetita. Por otra parte, Krasnova et al. (2004) describen rocas de composición mineral muy similar a la encontrada en los cuerpos de magnetita-apatito de Bonga, proponiendo que forman parte del grupo de las “foscoritas”, precisando que estas rocas puede tener composiciones muy variables basadas en diversas proporciones de olivino, magnetita y apatito, con menores proporciones de tetraferrihogopita, calcita, anfíbol richterítico (como en Bonga), e ilmenita, con pequeñas cantidades de pirocloro, baddeleyita, zirconolita, zirkelita, calzirtita, torianita, perovskita, espinela, pirrotina, calcopirita e incluso metales nobles (por ejemplo, Russell et al., 1954; Eriksson, 1989; Krasnova et al., 2004).

De todos modos, cabe señalar que la inmensa mayoría de las foscoritas de Kola tienen una composición mineral en la que destaca la forsterita (Chakhmouradian y Williams, 2004), cosa que no acontece en Bonga; de todos modos, Yegorov (1993) también ha descrito “foscoritas” en las que el olivino está ausente, y en su lugar aparece apatito, como acontece en Bonga. Por ello, Krasnova et al. (2004) acaban definiendo el término “foscorita” precisamente como una roca de magnetita-apatito, con cantidades menores de otros componentes. A la espera de que esta terminología se defina de manera más precisa y quede normalizada internacionalmente, se ha decidido describir en esta memoria a estas rocas preferentemente como “rocas de magnetita-apatito” para no añadir más confusión a la ya existente, si bien en algún caso se ha respetado el término “foscorita”.

En todo caso, si se deja al margen este problema de nomenclatura, hay todas las similitudes entre las rocas ricas en pirocloro de las importantísimas minas de Nb de Catalão en Brasil (clasificadas como foscoritas o nelsonitas) y las rocas equivalentes de Bonga. Sea como sea, una diferencia significativa entre los macizos brasileños y los de Angola es que, al menos por el momento, no se han encontrado en estos últimos miembros de las series bebedouríticas (cumulados constituidos esencialmente por proporciones iguales de diópsido, apatito, magnetita, flogopita, feldespato potásico eventual, cromita y una fase rica en Ti, generalmente perovskita, titanita o granate rico en Ti; Barbosa, 2009; Barbosa et al., 2012).

A nivel mineralógico, las similitudes entre los minerales de Angola por un lado y las nelsonitas o foscoritas de Brasil y Kola por otro son evidentes. Así se comporta la magnetita, tanto en Bonga como en las “foscoritas” de Krasnova et al. (2004). Estos autores indican que la magnetita se caracteriza por presentar exsoluciones de ilmenita; además, tiene baja concentración de TiO_2 (0.2 – 1.2 % en peso), que puede incrementar hasta 3 – 5% en peso) en las foscoritas con magnetita-calcita-forsterita-tetraferrihogopita y hasta 7.7 % en peso de TiO_2 en magnetita de foscorita con diópsido o flogopita. Las rocas de magnetita – apatito de Bonga contienen una proporción de TiO_2 parecida que alcanza un 3.4% en peso. Sin embargo, las proporciones de MgO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 y NiO en la magnetita

de Bonga son extremadamente bajas en comparación con los elevados contenidos obtenidos por Krasnova et al., (2004) con valores de 2.5 – 8 % en peso de MgO, 0.5 – 3.8 % en peso de Al₂O₃, Cr₂O₃ y NiO inferiores a 0.02 %. Por desgracia, no dan información sobre el V, que es alto en Bonga (hasta un 1.15% en peso de V₂O₃), similar al de cuerpos de cumulos en complejos estratificados (por ejemplo, Bushveld, Reynolds, 1985; Maier et al., 2013) o en complejos anortosíticos (por ejemplo, McEnroe et al., 2000; Kerr et al., 2013). No obstante, McMahon y Haggerty (1979) señalaban que la magnetita del complejo de Oka es rica en Mn (en el orden de 1 – 5% en peso dependiendo de las unidades), pero este extremo no se ha detectado en Bonga, con proporciones prácticamente nulas.

La ilmenita formada en los cuerpos de magnetita – apatito de Bonga tiene composiciones ricas en la componente pirofanita que alcanza un 13.50% en peso de MnO, valores afines a los encontrados en otras carbonatitas, en particular, en Jacupiranga (Gaspar & Wyllie, 1983) pero también en Kola (Krasnova et al., 2004).

El apatito es altamente soluble en magmas carbonatíticos (Baker & Wyllie, 1992) y, por ello, no es raro que se encuentre en estas rocas. Hay todavía pocos datos experimentales sobre la estabilidad de este mineral y el resto de minerales en magmas carbonatados. El apatito de estos cuerpos tiende a ser pobre en F, según Krasnova et al. (2004), cosa que también hemos encontrado en nuestros apatitos en Bonga. Además, acostumbra a ser pobre en Sr; por tanto, el apatito reemplazante tardío, rico en Sr (hasta 2% peso de SrO), debe estar relacionado con metasomatismo de Sr cuando la carbonatita reemplaza a los cuerpos de magnetita-apatito o cuando hay procesos hidrotermales tardíos. Este apatito tardío, con todo, no llega a ser tan rico en Sr como otros descritos en otras carbonatitas (por ejemplo, Chakhmouradian et al., 2002). Aunque estos últimos autores no ofrecen una explicación de este fenómeno, es posible que el origen del Sr tardío en el apatito sea el mismo que el de otros enriquecimientos tardíos en Sr en nuestras carbonatitas (aparición de estroncianita o barita estronciana en las vetas de carbonatos tardíos, aparición de pirocloro rico en Sr tardío). Este enriquecimiento en Sr puede venir de la liberación de Sr desde la calcita magmática de alta temperatura durante los procesos hidrotermales; de este modo, el Sr puede quedar libre para incorporarse a los minerales mencionados; no obstante, no puede descartarse que parte del Sr venga de la destrucción de plagioclasas de la roca encajante durante los procesos de fenitización.

En cuanto a los silicatos, Krasnova et al. (2004) ofrecen también una compilación de datos analíticos; el olivino de las “foscoritas” tiene un Mg# elevado, superior a 0.88, siendo en cambio NiO y CaO inferiores a 0.1% y 0.7% en peso, respectivamente; los clinopiroxenos son diopsídicos o egirínicos, con bajos TiO₂ (0.2 – 0.7 % en peso), Al₂O₃ (<1.2 % en peso) y MnO (<0.2 % en peso). No obstante en las rocas de magnetita – apatito de Bonga no aparece olivino ni clinopiroxeno.

La mica descrita en las foscoritas de Krasnova et al., (2004) es generalmente flogopita verde en los estadios precoces, con alto Mg# (0.70 – 0.95), y contenido moderado de Ti (0.1 – 1.4 % en peso de TiO₂); el contenido de F es bajo (<1.0 % en peso), el Na₂O varía hasta 1.5 % y el BaO está por debajo de 0.6 % en peso. En los estadios tardíos la mica es tetraferroflogopita. Como se recordará, las flogopitas analizadas en Bonga presentan composiciones muy similares con valores de Mg# comprendidos entre 0.94 y 0.97 y concentraciones de TiO₂ y Na₂O que alcanzan 1.25 y 1.56% en peso respectivamente. Además presentan un empobrecimiento destacado en Ba (inferior al 0.2% en peso). Del mismo modo como se describe en las “foscoritas” de Kola, la flogopita de las rocas de magnetita – apatito de Bonga también describen una evolución hacia composiciones ricas en Fe³⁺ o tetraferroflogopíticas.

Según Krasnova et al., (2004), el anfíbol es generalmente sódico-cálcico o de tipo richterítico, con CaO entre 3.0 – 4.0 % en peso y alto Na₂O (~3.9 – 7.1 % en peso). En el caso de Bonga, la richterita estudiada presenta una proporción de CaO que puede alcanzar el 7% en peso mientras que el contenido en Na₂O supera el 8% en peso.

En cualquier caso, casi todos estos minerales de cristalización precoz se encuentran a menudo en cristales idiomórficos, más o menos zonados y de tamaño muy diverso, excepto el apatito, que tiende a tener un hábito prismático pero sin caras bien definidas, lo que ha sido atribuido en otras carbonatitas a procesos de reabsorción de los cristales de apatito con el magma carbonatítico (Chakhmouradian, 2017). Es también en los cuerpos de magnetita-apatito donde el tamaño de grano es más grueso.

La génesis de los cuerpos de magnetita-apatito que se han encontrado hasta el momento en el mundo es objeto de debate. Es un tema de debate, de entrada, el significado del carbonato que se encuentra en proporciones menores en estos cuerpos. Para algunos autores es un carbonato primario (por ejemplo, Russell et al., 1954; Kopylova et al., 1980; Sokolov, 1983, 1985; Eriksson, 1989; Zaitsev & Bell, 1995); para otros, es un componente metasomático producido por la interacción con la carbonatita (e.g. Kapustin, 1980; Epshteyn & Danil'chenko, 1988).

Es posible que se den, en realidad, muchas circunstancias, como hemos visto en Bonga. En primer lugar, parte del carbonato presente en estos cuerpos es clarísimamente de origen hidrotermal, puesto que se dispone en vetillas que cortan tanto a la carbonatita como a las rocas de magnetita-apatito, y puede estar a veces asociado con cuarzo, como también acontecía en Tchivira (Bambi, 2015). Por otra parte, hay evidencias en los cuerpos de matriz carbonatítica de Bonga de que ésta reemplaza, a partir de bordes de grano, a la magnetita y al apatito, produciéndose incluso cambios composicionales en estos minerales. Por tanto, la roca de magnetita-apatito antedata como mínimo a la matriz de carbonatita. No obstante, en el caso de los cuerpos de diques de carbonatita de Bonga, donde no parece haber contaminación por parte de los cuerpos de magnetita-apatito, se puede deducir a partir de las relaciones texturales entre los minerales accesorios que éstos tienen una cristalización precoz en el magma carbonatítico (como lo sugiere su forma idiomórfica, su zonado y el hecho de que se vean parcialmente reabsorbidos a veces por los carbonatos), por lo que se puede aducir que pueden haberse desarrollado cumulados. Ello podría explicar que estos minerales sean relativamente escasos en el cuerpo carbonatítico central y que se concentren en los diques y en los cuerpos de magnetita-apatito, puesto que las zonas de los bordes del intrusivo serían más frías y, por lo tanto, donde se produciría mayor acumulación de cristales. De hecho, existe una transición continua entre la composición mineral de la carbonatita y la de los cuerpos de magnetita-apatito, dándose localmente todas las composiciones intermedias. Downes et al. (2005) sugieren asimismo, basándose en las mismas observaciones, que las rocas de magnetita-apatito de Kola tienen asimismo un origen a partir de formación de cumulados. De hecho, la extremadamente baja viscosidad de los fundidos carbonatíticos (Kono et al., 2014) y el fuerte contraste de densidades entre estos fundidos por una parte (≤ 2.8 g/cm³, Sikes et al., 1992) y la magnetita, apatito y pirocloro por la otra (respectivamente, 5.18, 3.2, 5.28 g/cm³, MINDAT), favorecen la separación física de los cristales del magma por asentamiento gravitacional (Costanzo et al., 2006).

No obstante, también hay argumentos para la génesis de estas rocas por immiscibilidad líquida. Démeny et al. (2004), en contraste, proponen que la génesis de las foscoritas de Kola responde a problemas de immiscibilidad líquida con las carbonatitas asociadas, basándose en la existencia de fuertes diferencias composicionales entre el pirocloro de las carbonatitas y el de las foscoritas. A conclusiones parecidas llegan Lee et al. (2006) para el caso rocas análogas en el macizo de Sokli, basándose en el mismo criterio. En el caso de Bonga, el pirocloro de las carbonatitas intersticiales y el pirocloro de la mesostasa carbonatítica tiene absolutamente idéntica composición, pero es absolutamente diferente de la composición del pirocloro que se encuentra en el centro del plug o en los diques carbonatíticos anulares, por lo que estos pirocloros se representan en posiciones muy diferentes en los gráficos X-Y (véase sección 2.5.6.5). No obstante, la diferencia importante radica en los contenidos de Na y F, pero el resto de componentes (Nb, Zr, etc) son prácticamente idénticos. Por ello, parece que puede descartarse la presencia de fenómenos de immiscibilidad líquida para

explicar la existencia de los cuerpos de magnetita-apatito de Bonga. En cambio, lo que sugieren estos análisis son los siguientes datos: a) puesto que la carbonatita del plug y los anillos tienen composiciones ricas en F, estas unidades han cristalizado antes y antedatan a las rocas de los cuerpos globulares periféricos de Bonga, que tienen pirocloro pobre en Ca; b) los fragmentos de carbonatita de los cuerpos periféricos globulares de Bonga no son representativos del plug de Bonga; c) los cuerpos de composición “foscorítica” de Bonga pueden haberse formado por un proceso de cristalización fraccionada a partir de un líquido carbonatítico, puesto que las composiciones del pirocloro de la mesostasa carbonatítica y las del pirocloro de la “foscorita” son idénticas.

No podemos aseverar que éste sea siempre el mecanismo de cristalización de las rocas de magnetita-apatito. En el caso del complejo intrusivo de Bailundo, asimismo en Angola, Castellano et al. (2011) describen grandes cuerpos de sección circular de rocas de magnetita-apatito, con proporciones masivas de magnetita e ilmenita (más del 80% modal de la roca) y muy ricos en pirocloro; estos cuerpos alcanzan más de 100 m de diámetro. La composición química de los minerales componentes de estos intrusivos de Bailundo es afín a la descrita en los cuerpos de magnetita-apatito de esta memoria. Es difícil explicar a partir de procesos de fraccionamiento como los descritos en Bonga la presencia de cuerpos como los de Bailundo; si tenemos en cuenta que a veces se han descrito también rocas similares emplazadas en forma de diques en las carbonatitas o en las rocas encajantes, se comprende que cabe esperar mecanismos muy diversos de formación de este tipo de rocas.

2.7.7. EL PROBLEMA DE LOS CUERPOS GLOBULARES

Los cuerpos globulares de Bonga son uno de los temas más enigmáticos de este intrusivo. Como se recordará, se distinguen glóbulos o esferoides de alnöíta dentro de aillikita, y de ésta dentro de carbonatita. Las turjaítas y las rocas de magnetita-apatito, así como algunas carbonatitas, parecen corresponder a xenolitos incorporados a la mesostasa en forma de fragmentos más o menos angulosos y de dimensiones muy variables; en algunos casos se han dado fenómenos de asimilación parcial por parte de la mesostasa. Asociaciones de rocas de lamprófidos ultramáficos y carbonatitas son comunes en otros complejos, como en Oka, Quebec, en los que se describen vagamente algunas texturas de tipo globular (Gold & Marchand, 1969; Gold et al., 1986).

La morfología de los cuerpos globulares de Bonga parece recordar las texturas de equilibrio entre líquidos inmiscibles. Las primeras descripciones de estos cuerpos se dieron precisamente en rocas lamprofíricas (por ejemplo, Brook & Printztlau, 1978, y referencias en el mismo). Puede ser objeto de debate, no obstante, si algunas texturas globulares en algunos cuerpos, donde se dan glóbulos esencialmente carbonatados con bordes de cristales piroxénicos, puede ser también una textura generada por cristalización a partir de un líquido inmiscible o dentro de una geoda por un proceso hidrotermal, pero en el caso de la mayor parte de glóbulos, esto es, los que son de composiciones aillikíticas o alnöíticas, su composición poliminerálica y su textura permite suponer que se trata de texturas ígneas y no hidrotermales. Por tanto, los cuerpos globulares que conforman los cuerpos periféricos de Bonga pueden haberse formado por inmiscibilidad líquida.

La siguiente pregunta que puede presentarse es acerca de si los glóbulos se forman por desmezcla de un único magma parental o por mezcla heterogénea de dos magmas diferentes inmiscibles (magma mingling). La desmezcla de un magma en dos magmas diferentes ha sido invocada en algunos casos en que concurren casos simultáneos de un líquido dentro de otro, como en el caso de los glóbulos de hierro nativo dentro de basalto y viceversa, como los que se encuentran en Siberia (Kamenetski et al., 2013) o incluso en el caso de las nelsonitas de complejos anortosíticos (Philpotts, 1967); estos procesos pueden explicar la formación de magmas de composiciones muy diversas (Charlier & Grove, 2012). La relación entre magmas silicatados y carbonatíticos aún no es del todo conocida, si

bien hasta el momento ha sido explicada mediante tres mecanismos principales: a) separación de un magma carbonatítico mediante la cristalización fraccionada de un magma silicatado (Mitchell, 2005); b) separación por immiscibilidad de un magma carbonatado-silicatado (Lee y Wyllie 1998; Stoppa et al., 2005); c) fusión parcial de peridotitas del manto ricas en carbonato (Harmer & Gittins, 1998; Stoppa et al., 2005). De hecho, los datos experimentales dan apoyo a la presencia de magmas de composición mixta a alta temperatura que por immiscibilidad líquida o por procesos de fraccionamiento pudieran dar origen a las carbonatitas, kimberlitas y lamprófidos ultramáficos. (Dalton & Presnall, 1998); no obstante, como hemos apuntado anteriormente, hay discusión sobre este tema, puesto que Chakhmouradian (2006) descarta a partir de una extensa base de datos de elementos traza que pueda haber un origen común entre estos diferentes magmas.

En el ejemplo que nos ocupa de los cuerpos de Bonga, en todo caso, parece claro que las texturas observadas se han formado por procesos de interposición de líquidos inmiscibles (*mingling*). Evidentemente, una de las texturas que puede formarse por *mingling* es la formación de glóbulos o esferoides de un magma dentro de otro, con diversas esfericidades y morfologías, incluyendo texturas en forma de *pillow* que son muy evidentes en el *mingling* entre magmas ácidos y básicos (por ejemplo, Vernon et al., 1988; Snyder et al., 1997; Kokfelt et al., 2015). Algunas de estas texturas han sido recreadas en el laboratorio (Snyder y Tait, 1995). Estos glóbulos o esferoides y morfologías en forma de *pillow* son muy comunes en los cuerpos mixtos de aillikitas-alnöítas-carbonatitas de Bonga.

Por consiguiente, en el caso de Bonga, para explicar los cuerpos mixtos con glóbulos cabe pensar en una mezcla de magmas diferenciados, que cada uno hubiera seguido su *trend* de cristalización por separado.

El proceso de *mingling* se ha descrito como la interacción entre magmas de composición y propiedades reológicas contrastadas (viscosidad, densidad), a la vez que con temperaturas de cristalización muy diferentes, que son puestos en contacto por un flujo turbulento (Moore et al., 2009; Kokfelt et al., 2015), con lo que no se produce una mezcla homogénea (*mixing*) sino un magma heterogéneo con áreas discretas compuestas por líquidos con una composición extrema; los flujos turbulentos disgregan y dispersan al magma de temperatura de cristalización más alta sin que haya demasiada reacción entre ambos (Weinberg & Leich, 1998; Moore et al., 2009). En este tipo de mezcla física, los dos magmas no se homogenizan completamente, a diferencia del *mixing*, proceso que implica la formación de un magma híbrido de composición intermedia (Sklyarov y Fedorovskii, 2006) debido a la reacción química entre ambos (Snyder, 1997). Los procesos de magma *mingling* van siendo cada vez más utilizados para explicar las relaciones texturales de campo de muchas rocas ígneas. Procesos similares se dan entre rocas plutónicas ácidas, intermedias o básicas (por ejemplo, Castro et al., 1990; Weinberg, 1997; Suzaño et al., 2015); en particular, cada vez son más empleados para explicar la formación de enclaves máficos en rocas más ácidas (por ejemplo, Arvin et al., 2004; Martiny et al., 2013). Procesos análogos se dan también en sus equivalentes en contextos volcánicos (Castro et al., 1991; Murphy et al., 2000). Normalmente, para que no se produzca *mixing* parece que es crítico que se exista una fuerte diferencia térmica entre los dos magmas mezclados (Sparks y Marshall, 1986).

Por otra parte, los fenómenos de magma *mingling* van siendo cada vez más estudiados, puesto que este proceso puede inducir fenómenos explosivos en las cámaras magmáticas en que se produzca este proceso, y ser desencadenantes de erupciones volcánicas. Así, en los modelos de Sparks et al. (1977), Folch & Martí (1998) o Phillips & Woods (2002) se explica cómo las erupciones volcánicas explosivas se producen debido a procesos de *mixing* que producen fenómenos de sobrepresión en las cámaras magmáticas, pero posteriormente se observó que el *mingling* también puede ser un mecanismo importante como desencadenante de erupciones (Snyder, 1997, 2000; Brod et al., 2005). Este modelo explica como la intrusión de un magma básico de mayor densidad y temperatura en la base de una cámara magmática formada por magma de composición ácida puede generar una

convección en ésta, aumentando la temperatura y disminuyendo la densidad del magma. La inyección de magma básico produce, además, una supersaturación de volátiles del magma ácido, de modo que aumenta la presión en las paredes de la cámara, facilitando su fracturación y proporcionando nuevas vías de ascenso de magma hacia la superficie (Sparks et al., 1977). Este mecanismo explica erupciones plinianas en Islandia o, más recientemente, en el Pinatubo y en el Mount St. Helens (Sparks et al., 1977; Snyder, 1997). En el caso de Bonga, la presencia de fragmentos de otras rocas en estos cuerpos mixtos de carbonatitas y lamprófidos ultramáficos sugiere que el emplazamiento de estos cuerpos se produjo en el marco de procesos explosivos. Cabe recordar en este sentido que estos cuerpos mixtos se encuentran en los márgenes del plug.

Glóbulos de rocas silicatadas en carbonatitas y viceversa se han descrito en algunos lugares, si bien este tema todavía está poco explicado, si bien ya se tienden a interpretar como posibles pruebas de immiscibilidad. Sólo en el complejo de Aillik Bay, además de diques de aillikitas y damtjernitas asociados a carbonatitas, se identifican aillikitas con texturas nodulares de morfología similar a las observadas en Bonga. No obstante, los esferoides de Aillik Bay están envueltos por cristales de calcita que se interpretan como formados por procesos de desvolatilización del magma aillikítico (Tappe et al., 2006), mientras que las aillikitas de los glóbulos de Bonga se rodean de una típica matriz carbonatítica primaria formada por calcita, apatito, magnetita, pirocloro y flogopita principalmente, por lo que en este caso no cabe considerar un procesos de desvolatilización sino una cristalización magmática de la mesostasa carbonatítica. Por otra parte, hay carbonatitas esferoidales en lamprófidos ultramáficos en Sokli y Vuorijarvi, Kola (Lapin y Vartiainen, 1983) y Kovdor, Kola (Krasnova et al., 2004b); muchos de los ocelos descritos en lamprófidos (por ejemplo, Eby, 1980) podrían corresponder a cuerpos carbonatíticos. No obstante, a nuestro conocimiento la textura inversa no se ha descrito hasta ahora.

En los cuerpos mixtos de Bonga se observan texturas esferoidales muy particulares debidas a la interacción entre magma carbonatítico y aillikítico, por una parte, y de magma aillikítico y alnöítico, por otra. En el primer caso, el producto de ambos líquidos da lugar a una mezcla heterogénea en la que no se observan productos híbridos ni reacciones entre ellos con un contacto neto y bien definidos entre éstos, por lo que su enfriamiento fue rápido (Snyder, 1997). Todas estas evidencias son indicativas de magmas con propiedades reológicas distintas (Snyder et al., 1998). Principalmente, viscosidad y temperatura son inferiores en los magmas carbonatíticos en comparación con los silicatados (Jones et al., 2013). Estas diferencias son la causa del elevado grado de immiscibilidad que presentan los dos magmas, cosa que impide su homogenización. La diferencia de propiedades entre ambos magmas y la formación de esferoides excluye la posibilidad que ambos líquidos se hayan formado por immiscibilidad de un líquido parental (Kokfelt et al., 2015).

En los cuerpos mixtos de matriz carbonatítica de Bonga se han observado esferoides de composición aillikítica, lo cual sugiere una interacción entre magmas de composición y propiedades físicas muy distintas. La presencia de glóbulos de aillikita dentro de carbonatita sugiere que el magma residente sería el carbonatítico y el magma intrusivo el lamprófiro, y que éste tendría mayor viscosidad y temperatura; la intrusión se produciría en los bordes de la cámara magmática carbonatítica. Por consiguiente, la entrada de magma aillikítico en las partes externas de la cámara pudo haber desencadenado una erupción volcánica, de forma análoga a como ocurre en el modelo de Sparks et al. (1977). El elevado grado de immiscibilidad entre ambos líquidos pudo ser el factor principal que pueda ayudar a explicar la heterogeneidad del magma final.

Los esferoides de aillikitas, a su vez, presentan pequeñas vesículas de calcita redondeadas en su interior. Su formación puede deberse a posibles procesos de desvolatilización de una fase rica en CO₂ expulsada del magma aillikítico durante la erupción (Brod et al., 2005; Tappe et al., 2006), pero también podría ser que se hubiera producido la inclusión de pequeñas gotas de magma carbonatítico dentro del magma aillikítico.

Por otra parte, como se recordará, también hay esferoides de alnöitas dentro de las aillikitas, por lo que cabe suponer la presencia de un tercer magma alnöítico en la cámara, que se habría introducido tardíamente en las zonas más ricas en magma aillikítico, lo que parece indicar un grado de mezcla muy compleja nunca descrito previamente, a nuestro conocimiento.

También se han estudiado ejemplos de mingling entre magma carbonatítico y magma de composición traquítica, asimismo dando como resultado a texturas globulares, si bien las texturas observadas en este caso son distintas a las observadas en los cuerpos estudiados de Bonga. De este modo, en el depósito piroclástico traquítico de Chabrières, en el Macizo Central (Francia), la presencia de nódulos de dolomita envueltos por la matriz silicatada se ha interpretado como evidencia de immiscibilidad de magmas alcalinos y carbonatíticos (Chazot et al., 2003; Chazot & Mergoill-Daniel, 2012); similar interpretación se ha dado a asociaciones de rocas piroclásticas en Kenia (MacDonald et al., 2013). En las lavas del Shombole en Kenia se han encontrado glóbulos carbonatados en una matriz nefelinítica, y han sido interpretados como producidos por immiscibilidad líquida (Kjarsgaard & Peterson, 1991); finalmente, algunos autores sugieren que las esférulas de carbonatitas encontradas en lavas alcalinas de Kerimasi y Oldoinyo Lengai se produjeron por desmezcla líquida a partir de un magma nefelinítico carbonatado (Kjarsgaard et al., 1995; Guzmics et al., 2012; Sharygin et al., 2012). No obstante, también hay mucho debate sobre este tema, puesto que como ya se ha indicado el hecho de que sean inmiscibles no necesariamente implica que procedan del mismo magma parental ya que, como ocurre en este caso, pueden derivar de fuentes distintas y presentar propiedades físicas muy diferenciadas de modo que no se homogenicen (Chazot et al., 2003; Valentini et al., 2010). De este modo, se han determinado texturas de mezcla física entre magma carbonatítico y traquítico en diques subvolcánicos carbonatíticos en Chagatai, Uzbekistan, y en este caso su origen se explica por el ascenso rápido y turbulento de un magma carbonatítico que intruyó dentro de una cámara magmática compuesta por magma de composición traquítica residente (Moore et al., 2009).

Además, también se han observado texturas esferoidales entre magmas carbonatíticos y kamafigíticos de composición ultrapotásica (Le Maitre, 2002) en diatremas de la provincia alcalina de Goiás (Junqueira-Brod et al., 2005), algunas de ellas producidas por procesos de mingling.

Cabe recordar que, aunque tímidamente, se están describiendo casos de rocas de composiciones mixtas kimberlíticas y carbonatíticas (por ejemplo, McIver & Ferguson, 1979a; Heam, 1989; Haggerty y Fung, 2006), que pueden corresponder asimismo a procesos de mingling. Por tanto, aunque se han descrito carbonatitas con diamante que pueden tener una petrogénesis a altas profundidades mantélicas (Chen et al. (2016), este mecanismo puede explicar la presencia de diamantes en carbonatitas cuando estén mezcladas con magma kimberlítico y viceversa.

2.7.8. LA SECUENCIA INTRUSIVA

Teniendo en cuenta los elementos indicados, el primer elemento a intruir en Bonga debió ser el cuerpo principal carbonatítico en forma de plug, puesto que todos los otros cuerpos (excepto los anillos) contienen fragmentos angulosos de las carbonatitas del mismo; este elemento es el que presenta mayor proporción de F. Es posible que los diques anulares se emplazaran aproximadamente contemporáneamente con el plug, o incluso anteriormente al mismo.

Así pues, los cuerpos periféricos de Bonga se formaron posteriormente al emplazamiento del plug, siguiendo el contacto entre éste y el encajante o, a veces, el contacto con los primeros anillos. La carbonatita sería el primer elemento en intruir, seguida por magmas de tipo aillikítico y, finalmente, alnöítico. La morfología más bien irregular de las piezas de turjaíta sugiere que éstos son xenolitos incluidos en aillikita, pero es difícil establecer su posición debido a su mala conservación y reducido número.

La fenitización se habría producido posteriormente al emplazamiento de los cuerpos carbonatíticos e incluso, al menos en parte, de los cuerpos lamprofídicos periféricos a los que alteran, y los fluidos serían procedentes principalmente de la propia roca carbonatítica, siendo ricos en Na y habrían interactuado tanto sobre las rocas encajantes en el caso del plug y los anillos, como sobre los cuerpos esféricos de alnöíta y aillikita, en el caso de los cuerpos periféricos de Bonga.

2.7.9. EL PROBLEMA DE LA ACTIVIDAD DE F

Bambi (2015) indicó que el contenido de F en las carbonatitas plutónicas de Tchivira puede llegar a ser de más de 1 apfu, y que lo mismo acontecía con el Na, de manera que posiblemente ello refleje que las actividades de F en el magma carbonatítico profundo fueron muy elevadas. En cambio, la misma autora señalaba que la composición del pirocloro precoz de Bonga, pese a ser también rico en flúor, no lo es tanto como en Tchivira.

En cambio, los magmas que originaron las carbonatitas y los otros cuerpos asociados de los cuerpos más tardíos de Bonga eran inequívocamente pobres en F, como lo atestigua la baja actividad de F en todos los minerales analizados. La actividad de F debió ser máxima en los estadios precoces de cristalización de las carbonatitas, pues el pirocloro contiene el máximo de F en estos estadios. No obstante, ni aún en estas circunstancias el pirocloro llega a tener completamente ocupada con F la posición de aniones adicionales de este grupo de minerales, en abierto contraste con lo que acontece en Tchivira (Bambi, 2015). De hecho, según Chakhmouradian et al. (2017), la mayor parte de los apatitos carbonatíticos es rico en F y, además, no pocas veces en el apatito la proporción de F excede 1 apfu. En cambio, en Bonga el contenido de F es muy bajo o nulo, tanto en apatito de las carbonatitas como en las foscoritas. El contenido de F, por otra parte, es bajo en el pirocloro, y nulo en los anfíboles y micas. Por tanto, la actividad de F no era muy alta en estas rocas y, por tanto, no parece tener efectividad sobre la cristalización del pirocloro, de modo de que el cálculo de que se precisa de al menos un 1% de F en el magma para que cristalice pirocloro (Jago & Gittins, 1993) no parece ser correcto. En realidad, buena parte del pirocloro cristaliza directamente sin contener F.

Cabe tener en cuenta que las carbonatitas vecinas de Tchivira, que parecen corresponder a facies ligeramente más profundas, están muy mineralizadas en fluorita (a semejanza de las carbonatitas del macizo de Okorusu, en la vecina Namibia, Bühn et al., 2002) y la mayor parte de los minerales accesorios de la carbonatita contienen F en sus estructuras cristalinas. Por consiguiente, una posible explicación para esta falta de F en Bonga puede ser que, precisamente, el F quede fijado en forma de fluorita durante los procesos de fenitización en los equivalente plutónicos que se encuentren en profundidad, de modo que podría encontrarse en las raíces plutónicas del macizo de Bonga, cuyo equivalente sería Tchivira.

2.7.10. EL PROBLEMA DE LAS ALTERACIONES DE LAS ROCAS ASOCIADAS CON LAS CARBONATITAS

El problema de las alteraciones alcalinas de las rocas asociadas con las carbonatíticas posiblemente no puede desvincularse de las otras alteraciones desarrolladas sobre las rocas graníticas encajantes del complejo. Es un hecho remarcable que en todos los macizos carbonatíticos del mundo se dan complejos fenómenos de fenitización, que se caracterizan asimismo por un metasomatismo alcalino. Por consiguiente, cabe esperar que el metasomatismo alcalino de los lamprófidos ultramáficos pueda estar asimismo relacionado con los mismos procesos que producen la fenitización.

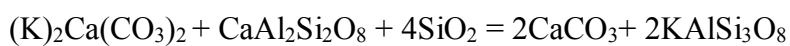
La fenitización es el proceso de alteración hidrotermal universalmente presente en las rocas encajantes de las carbonatitas, como en el complejo de Alnö, Suecia (Morgan y Woolley, 1988), y se manifiesta por alteraciones de tipo alcalino de alta temperatura, dando todo tipo de silicatos

alcalinos (feldespatos alcalinos, pero también micas, así como anfíboles y piroxenos alcalinos, etc.). Las rocas graníticas encajantes del complejo de Bonga están fenitizadas hasta unos 600 m de distancia del contacto con el intrusivo, en la línea de lo descrito en Alnö (Morogan y Woolley, 1988), aunque no se tiene constancia de que existan varios estadios de fenitización, pues este tema no ha sido estudiado en detalle por el momento en este complejo.

Ahora bien, ¿cómo explicar la presencia de tales fenómenos de alteración hidrotermal con aportación de álcalis en las rocas encajantes, a partir de unas rocas aparentemente tan pobres en álcalis como son la inmensa mayoría de las carbonatitas, excepto las alcalinas del Oldoinyo Lengai? En los últimos años se ha ido abriendo la posibilidad de que el magma original carbonatítico fuera natrocarbonatítico, o que tuviera, como mínimo, una componente natrocarbonatítica (Veckesler et al., 1998; LeBas, 2008). El problema radicaba hasta hace poco en que las carbonatitas plutónicas están constituidas por carbonatos cálcicos o magnésico-férricos, mientras que las lavas natrocarbonatíticas, como las del Oldoinyo Lengai en Tanzania, están constituidas por carbonatos alcalinos como nyerereita y gregoryita (Keller & Kraft, 1990). De hecho, por el momento no se ha encontrado magmatismo efusivo sóvítico, y las veces en que se han encontrado lavas con carbonato cálcico se ha comprobado que se trataba originalmente en realidad de natrocarbonatitas alteradas (Dawson, 1993; Campeny 2016; Campeny et al., 2014, 2017); en otros casos se ha podido documentar en las inclusiones de fundido entre 10 y 20% en peso de Na₂O y K₂O, como en el volcán de Kerimasi (Gusztics et al., 2011). Por fin, Chen et al. (2013) encontraron nyerereita y otros carbonatos y sulfatos alcalinos como inclusiones sólidas primarias en la carbonatita sóvítica plutónica de Oka, Quebec, lo que demuestra que al menos hubo un componente natrocarbonatítico en el magma parental incluso en las rocas sóvíticas plutónicas. Castellano (Com. Pers.) también ha encontrado inclusiones de carbonatos alcalinos, interpretadas como originadas a partir de fundidos alcalinos, en cristales de magnetita de las carbonatitas de Bailundo y Longonjo, en Angola.

Así pues, se puede explicar el fenómeno de la fenitización pervasiva en las carbonatitas hipoabisales, como Bonga, por efecto de la pérdida de Na y K desde un magma con componente alcalino, sódico-potásico. Cabe tener en cuenta que los carbonatos alcalinos son altamente solubles en agua y muy especialmente a alta temperatura, por lo que la interacción con fluidos meteóricos de la roca encajante fácilmente produciría la pérdida de estos componentes hacia la roca encajante, produciendo los enriquecimientos alcalinos de la fenitización (Le Bas, 2008).

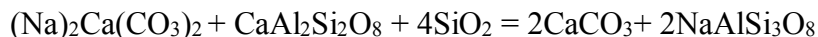
El proceso produce el reemplazamiento de los silicatos primarios de la roca encajante. En caso de que se trate de feldespatos, el resultado es la alteración potásica de alta temperatura de los mismos para dar feldespato potásico. Si se supone que el carbonato primario era nyerereita (Na,K)₂Ca(CO₃)₂ o bien gregoryita (Na,K,Ca_x)_{2-x}(CO₃), se comprende que la reacción de estos minerales o su expresión disuelta en agua puede interaccionar con feldespatos cálcicos para formar feldespato potásico, dando origen a la alteración fenítica potásica:



Como se puede ver, esta reacción consume grandes cantidades de sílice, por lo que por esta reacción puede explicarse también la destrucción de cuarzo que se produce durante la alteración fenítica. El resultado, por consiguiente, sería una roca afín a una sienita; en cuanto al carbonato cálcico, es posible que se reintegre al magma carbonatítico y que contribuya a la formación del cuerpo caarbonatítico. Ello explicaría los isótopos de oxígeno con firmas crustales que se dan en la inmensa mayoría del oxígeno (pero no en el carbono) de los carbonatos de los cuerpos carbonatíticos de todo el mundo (Demény et al., 1998; Ray & Ramesh, 1999; Dunworth & Bell, 2001; Pandit et al., 2002; Coulson et al., 2003; Hou et al., 2006; Tichomirowa et al., 2006; Chakhmouradian et al., 2008; Campeny et al., 2015; Bambi, 2015) o incluso de los foscoríticos (Cordeiro et al., 2011), si bien hay

que tener en cuenta que algunos autores hacen notar que la fracción molar de agua puede influir en este resultado (Comin-Chiaramonti et al., 2014).

La alteración fenítica sódica se puede explicar asimismo por el mismo tipo de reacción:



Este componente alcalino, por consiguiente, puede entrar a formar parte del feldespato potásico; no obstante, también podría entrar a formar parte de otros minerales sódicos, como anfíboles o piroxenos alcalinos. Es importante remarcar, en todo caso, que la proporción de máficos en las fenitas parece ser menor que la que había en los granitos precursores, por lo que parte del Mg y del Fe de estos máficos podría entrar en la carbonatita y estar asociado con los fenómenos de dolomitización y ankeritización más tardíos, los cuales a veces también pueden estar asociados con cuarzo (Bambi, 2015).

El momento en que se produce la fenitización acaso quede registrado por el comportamiento de los minerales primarios de la carbonatita. Por un lado, se han encontrado cristales de carbonatos alcalinos como inclusiones atrapadas en cristales de magnetita o apatito, minerales que cocrystalizan con el pirocloro. Por consiguiente, el magma debe ser todavía rico en álcalis previamente a la cristalización de estos minerales, y el proceso debe ser más tardío (Chakhmouradian et al., 2017). Ahora bien, ¿cuánto más tardío? Quizás la respuesta está en la evolución en la composición del pirocloro, que tiene una pauta común en todos los pirocloros estudiados en carbonatitas. Como se recordará, la composición del pirocloro evoluciona desde términos ricos en F y Na durante la cristalización precoz a términos sin Na y con vacantes en la posición A, a términos enriquecidos en Sr y Ba en los estadios más tardíos. Esta pauta es la comúnmente encontrada en carbonatitas de todo tipo de todo el mundo (por ejemplo, Entin et al., 1993; Lumpkin & Ewing, 1995; Verwoerd et al., 1995; Wall et al., 1996; Mitchell, 2015), y ha sido interpretada como el registro de los procesos de cristalización de la carbonatita desde los estadios magmáticos a los últimos estadios hidrotermales (por ejemplo, Melgarejo et al., 2015). De este modo, la falta de Na en la posición A en el segundo estadio de cristalización, y la pérdida progresiva de Na, puede ser atribuible a la recristalización de pirocloro en contacto con fluidos progresivamente empobrecidos en Na por interacción con la roca de caja durante los procesos de fenitización, que implican pérdida de álcalis desde la carbonatita hacia la roca encajante. Por consiguiente, la pérdida progresiva de Na del magma carbonatítico explica que el pirocloro que cristaliza en los estadios precoces del magma sea rico en Na, pero a medida que se va produciendo la cristalización del magma y la fenitización, el magma deviene más pobre en Na y, por consiguiente, el pirocloro es cada vez más pobre en álcali y más rico en vacantes.

Ahora bien, en el caso de Bonga los procesos de alteración hidrotermal no están limitados a la roca encajante, sino que afectan a buena parte de los componentes de los cuerpos de diferentes litologías atrapados de una o de otra manera dentro de las carbonatitas. De este modo, las extensas alteraciones a micas sódicas de las aillikitas y alnöitas pueden explicarse por metasomatismo sódico sobre rocas de composición apropiada, como son estas rocas con proporciones acorde de Mg, Si y Al. El proceso, por tanto, sería similar al que se da durante los mecanismos de alteración sericitica en rocas ígneas, pero sobre un protolito muy diferente y con fluidos mucho más sódicos.

Finalmente, la formación de granate cálcico u otros silicatos cálcicos secundarios hidratados a costa de los silicatos cálcicos primarios (especialmente, melilita) parece requerir de una mayor aportación de componentes del encajante silíceo, puesto que este mineral viene acompañado por cuarzo, lo que por otra parte indica su formación a bajas temperaturas, bajo las cuales no se ha formado wollastonita. Aunque este proceso parece infrecuente, ha sido descrito en otros lugares. Así, Bulakh (1996) describe en el macizo de Turiy (Kola, Rusia) cuerpos de rocas meliliticas o nefeliníticas reemplazadas por asociaciones ricas en calcosilicatos y anfíboles (asociaciones de hastingsita-dióxido-calcita, granate-dióxido-vesuvianita-calcita, hastingsita-cancrinita-calcita) a

las que define como típicamente metasomáticas o hidrotermales. En un segundo estadio, también a costa de rocas ultramáficas, se forma rocas con tetraferroflogopita-calcita, seguidas por rocas con richterita-calcita.

2.8. DISCUSIÓN: POTENCIAL METALOGENÉTICO DEL COMPLEJO DE BONGA

2.8.1. CONCENTRACION DE PIROCLORO

Hogarth (1989) ya enunció que apatito, pirocloro, magnetita, flogopita y anfíbol son minerales característicos de carbonatitas, estando efectivamente presentes en mayor o menor medida en las carbonatitas de Tchivira (Bambi, 2015), Bailundo (Castellano et al., 2011), Virulundo (Torró et al., 2012), Bonga o Monte Verde (este trabajo). No obstante, en todos ellos se encuentran repartidos de manera desigual. De cara a la exploración minera, es un aspecto importante remarcar que las mayores concentraciones de pirocloro y de los otros minerales no se dan en la masa principal del plug sövítico, donde este mineral es relativamente escaso a escala de muestra de mano y de grano fino, sino en algunos de los diques anulares y en los cuerpos de magnetita-apatito; es asimismo relativamente abundante en la matriz de la brecha periférica. En estos cuerpos el pirocloro está íntimamente asociado con anfíbol, magnetita y, sobretudo, apatito, de modo que el incremento de uno de estos minerales se correlaciona, en general, con el aumento del resto, siendo por tanto en los cuerpos de magnetita-apatito donde se dan las concentraciones más elevadas de la mayoría de estos minerales. De hecho, en la matriz carbonatítica de los cuerpos periféricos el pirocloro es más abundante cuando la carbonatita desagrega cuerpos de apatito-magnetita ricos en pirocloro. No es sólo en Bonga donde se da esta situación, puesto que en Bailundo las mayores concentraciones de pirocloro se dan asimismo en cuerpos masivos de magnetita-apatito, que alcanzan en este caso dimensiones hectométricas y en los que se ha pensado en su explotación por su elevado contenido en Fe (Castellano et al., 2011). Pero, además, en la misma provincia carbonatítica, en las minas activas de las carbonatitas de Brasil, doquiera hay mena primaria de Nb, ésta se acumula en rocas de magnetita-apatito. Así acontece en las minas de Nb de Salitre (Barbosa, 2012), Morro do Padre, en el complejo de Catalão II, con reservas de 14.499.000 t, a 1,52 % Nb₂O₅ (Palmieri, 2011). Cordeiro et al. (2011) también describieron en la mina de Catalão I en Brasil que las concentraciones de pirocloro en esta mina (una de las mayores de Nb en el mundo) se dan en cuerpos de “nelsonitas”, constituidas por proporciones variables de apatito y magnetita.

El mecanismo de acumulación de estos cristales no está claro, pero puede responder a un sistema de formación de cumulos, puesto que magnetita, apatito y fluornatropirocloro son minerales de cristalización precoz, y de mucha mayor densidad que el líquido carbonatado. Los cuerpos carbonatíticos de Bonga acostumbran a presentar pliegues de flujo magmático, lo que puede sugerir una dinámica en el cuerpo inducida por procesos de convección, los cuales ayudarían a concentrar los cristales, posiblemente hacia los márgenes del intrusivo, más fríos. Por otra parte, la intrusión sucesiva de diversos magmas lamprofíricos podría haber favorecido la sobrepresión en la cámara, con el consiguiente desarrollo de fracturación, escape de gases y de los magmas situados en los bordes del intrusivo, enriquecidos diferencialmente en cristales de pirocloro, hacia los diques anulares.

Por consiguiente, parece que se pueden correlacionar, a grandes rasgos, las concentraciones de pirocloro y de magnetita, lo que puede ayudar en la exploración de recursos no aflorantes, puesto que las concentraciones más elevadas de pirocloro pueden traducirse en anomalías radioactivas, mientras

que las acumulaciones importantes de magnetita (masas de magnetita-apatito) pueden dar anomalías magnéticas que posiblemente serían fácilmente detectables mediante magnetometría.

Teniendo en cuenta la distribución de los diferentes tipos de pirocloro en el complejo de Bonga, y la evolución de la composición química del mismo, en el proceso de enriquecimiento de pirocloro en Bonga, pueden haberse dado los siguientes episodios (figura 2.8.1 a hasta 2.8.9).

Estadio 1

En este estadio se produce la intrusión del magma carbonatítico sövítico en condiciones subvolcánicas. Debido a la sobrepresión generada, se forma un sistema fracturas o cone sheets de distribución circular alrededor de la intrusión. Este magma sería originalmente rico en Na, pudiendo tener una composición natrocarbonatítica. En este episodio se produjo la cristalización de pirocloro rico en F y Na en los bordes de la cámara magmática (pirocloro primario precoz de tipo 0, descrito solamente en el plug por Bambi, 2015), proceso probablemente debido a que los bordes del intrusivo estarían más fríos por el contacto con el encajante (figura 2.8.1). En este episodio comienza a producirse la fenitización de la roca encajante. Además se forma pirocloro que es ligeramente más pobre en F y Na que el de Tchivira (Bambi, 2015).

Estadio 2

En este estadio continúa la intrusión de magma, de modo que se desarrollan diques anulares de calciocarbonatitas, así como nuevas fracturas alrededor de la intrusión principal. El magma de los bordes del intrusivo, enriquecido en cristales de pirocloro primario de tipo 0 (además de magnetita, anfíbol y apatito), se reconcentra hacia estos diques, de modo que los diques se enriquecen preferencialmente en pirocloro en relación con la parte central. Prosigue la fenitización del encajante, perdiéndose la mayor parte del F (figura 2.8.2). De esta manera se explica que el pirocloro de los cuerpos anulares quede enriquecido en F y Na respecto al núcleo del plug (Bambi, 2015).

Estadio 3

Una vez cristalizados los diques marginales y las zonas apicales, el cuerpo carbonatítico queda diferencialmente empobrecido en F y en Na, debido a que la fenitización del encajante ha avanzado y, por ello, el magma inicialmente natrocarbonatítico ha perdido parte de su Na (figura 2.8.3). Este magma empobrecido ocupa el nuevo sistema de fracturas, generando diques de calciocarbonatita con pirocloro de distinta composición a la generación anterior, formándose desde este estadio una generación de pirocloro más empobrecida en Na y ya sin F (pirocloro primario de tipo 1, esta memoria).

Estadio 4

En un primer estadio se produce el fraccionamiento de apatito, magnetita y pirocloro desde el magma carbonatítico en las zonas de borde de los intrusivos. Este pirocloro primario es de tipo 1 pobre en Na y sin F, y su formación puede explicarse a partir de mecanismos de formación de cumulos. Casi a la vez se produce la intrusión simultánea de magmas aillikíticos y alnöíticos en los márgenes de la cámara magmática carbonatítica.

Estos magmas son inmiscibles con la carbonatita y forman cuerpos con forma de gotas o almohadillados (figura 2.8.4).

Estadio 5

La intrusión de los magmas ultrabásicos de composición aillikítica y alnöítica dentro de las carbonatitas favorece fenómenos explosivos, de manera que la mezcla de magmas y gases así concentradas en los bordes del intrusivo carbonatítico tiende a ascender por los mismos bordes, dando

lugar a los cuerpos intrusivos mixtos carbonatítico-lamprofíricos y, muy posiblemente, a erupciones superficiales (figura 2.8.5). El pirocloro que precipita en la matriz es de tipo 1. Prosigue la fenitización, con pérdida progresiva de Na en el magma carbonatítico.

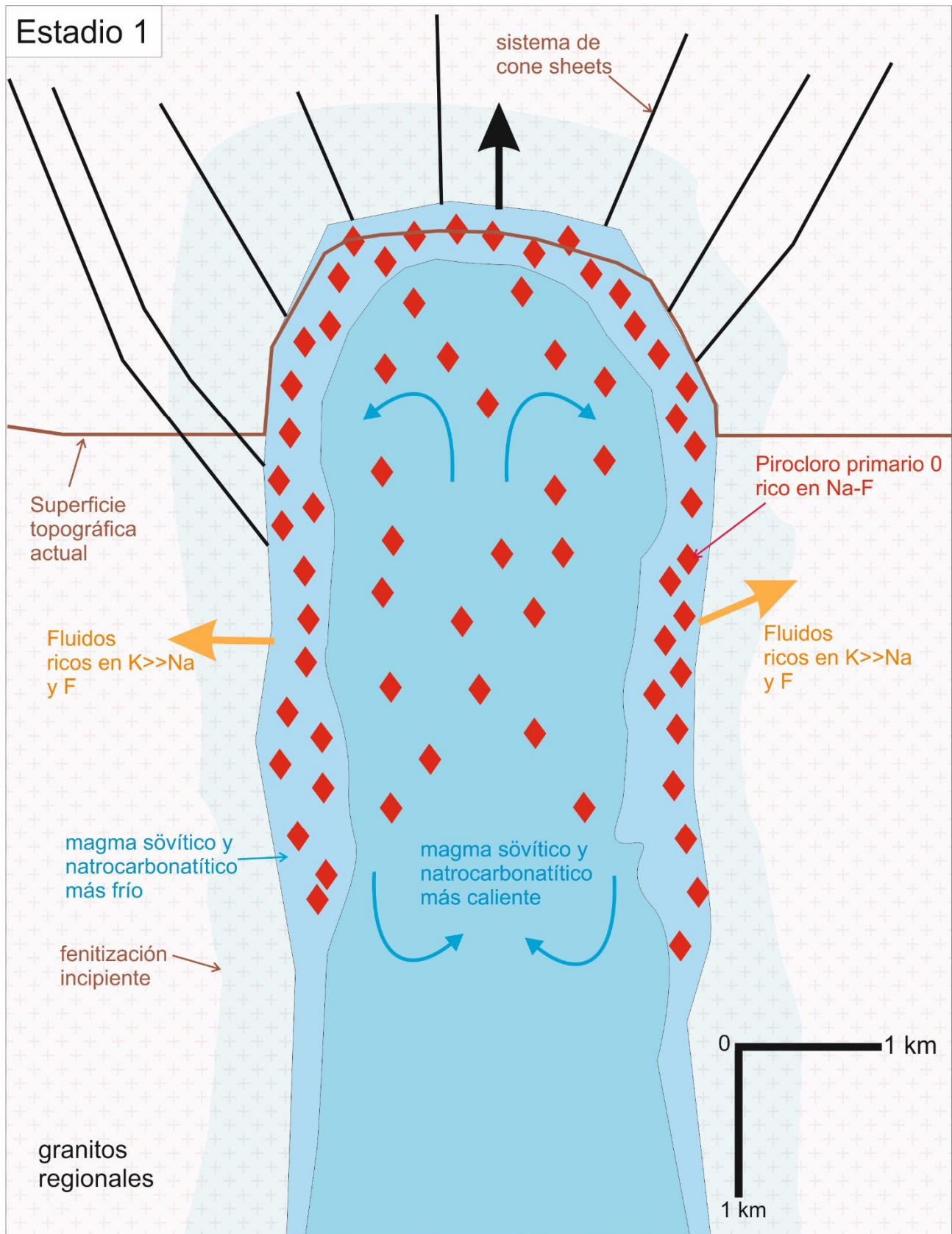


Figura 2.8.1. Estadio 1. Intrusión del magma sövítico y natrocarbonatítico caliente e inicio de los procesos de fenitización de la roca encajante, además de la formación de un sistema de fracturas radiales. El borde del cuerpo queda enriquecido en pirocloro rico en F y Na.

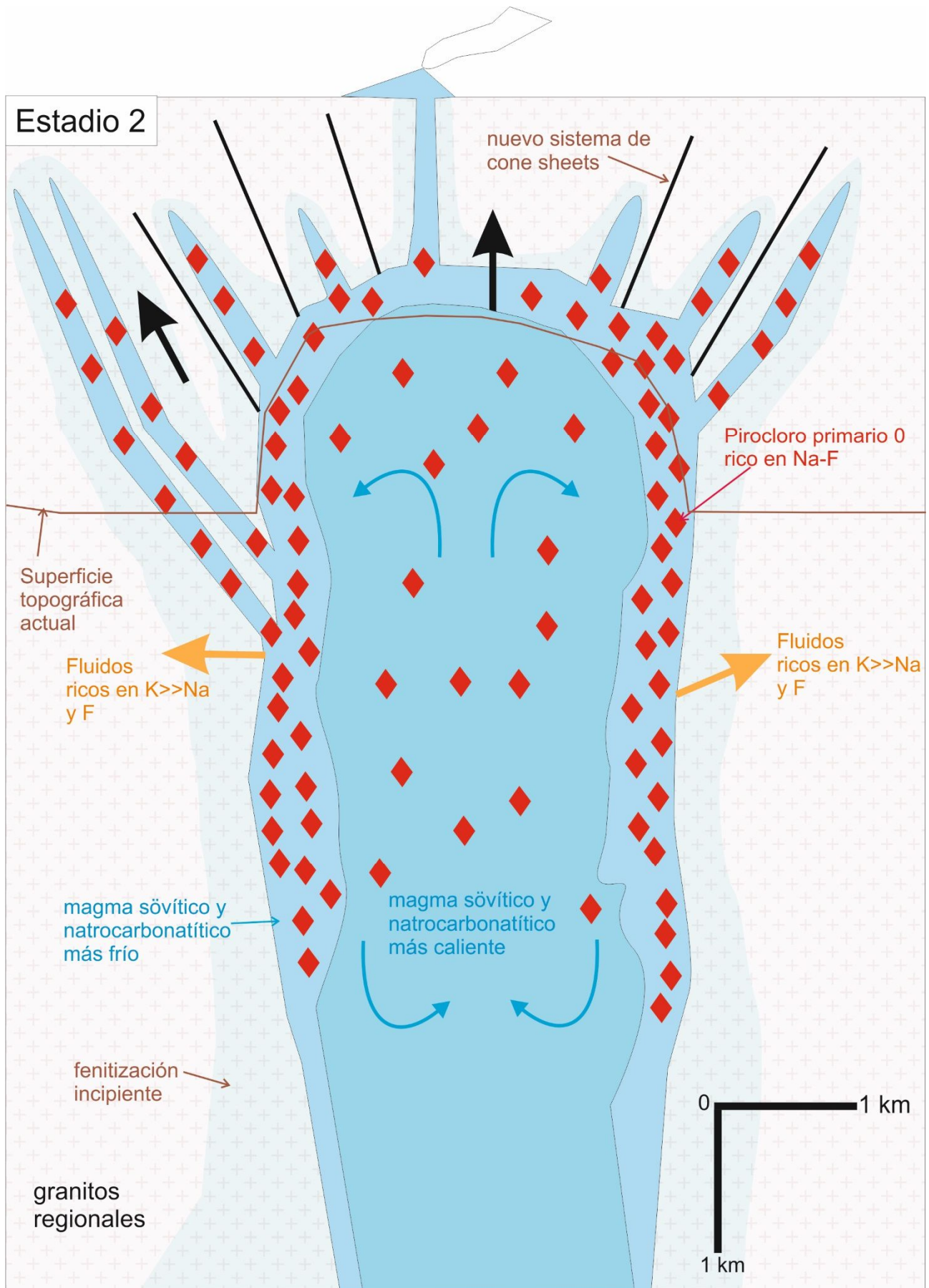


Figura 2.8.2. Estadio 2. Formación de intrusión principal y diques anulares que contienen pirocloro primario rico en Na y F. Formación de una nueva generación de fracturas radiales alrededor de la intrusión. Prosigue la fenitización de los granitos regionales en contacto con la intrusión carbonatítica.

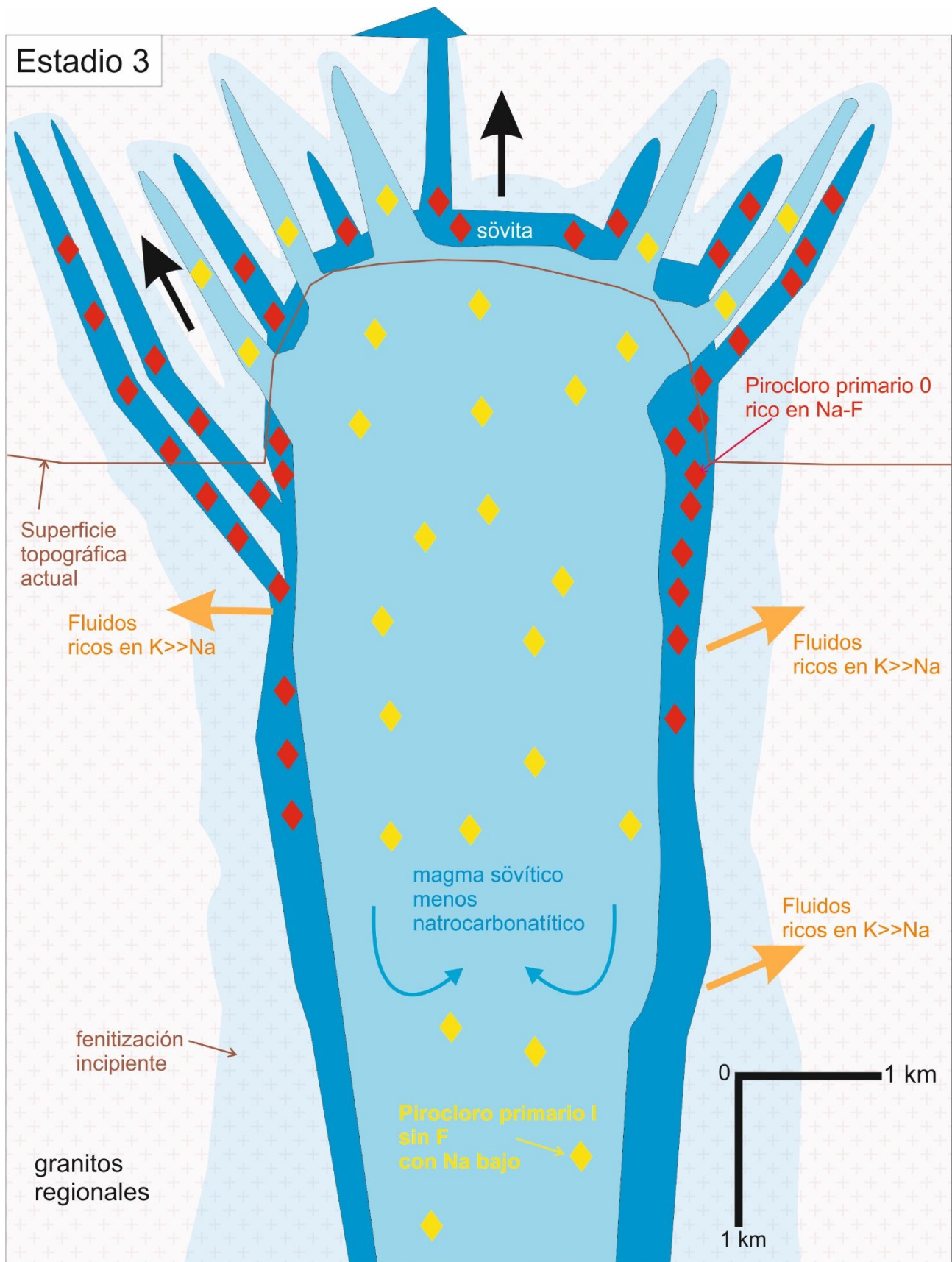


Figura 2.8.3. Estadio 3. Cristalización de una primera generación de diques anulares y de las zonas externas del cuerpo y formación de una nueva generación diques anulares. Se produce la diferenciación del cuerpo carbonatítico. La fenitización continúa de forma que el magma inicialmente natrocarbonatítico se empobrece en álcalis. Se forma pirocloro tipo I sin F y empobrecido en Na respecto al primario. Se acumula en la nueva generación de diques anulares.

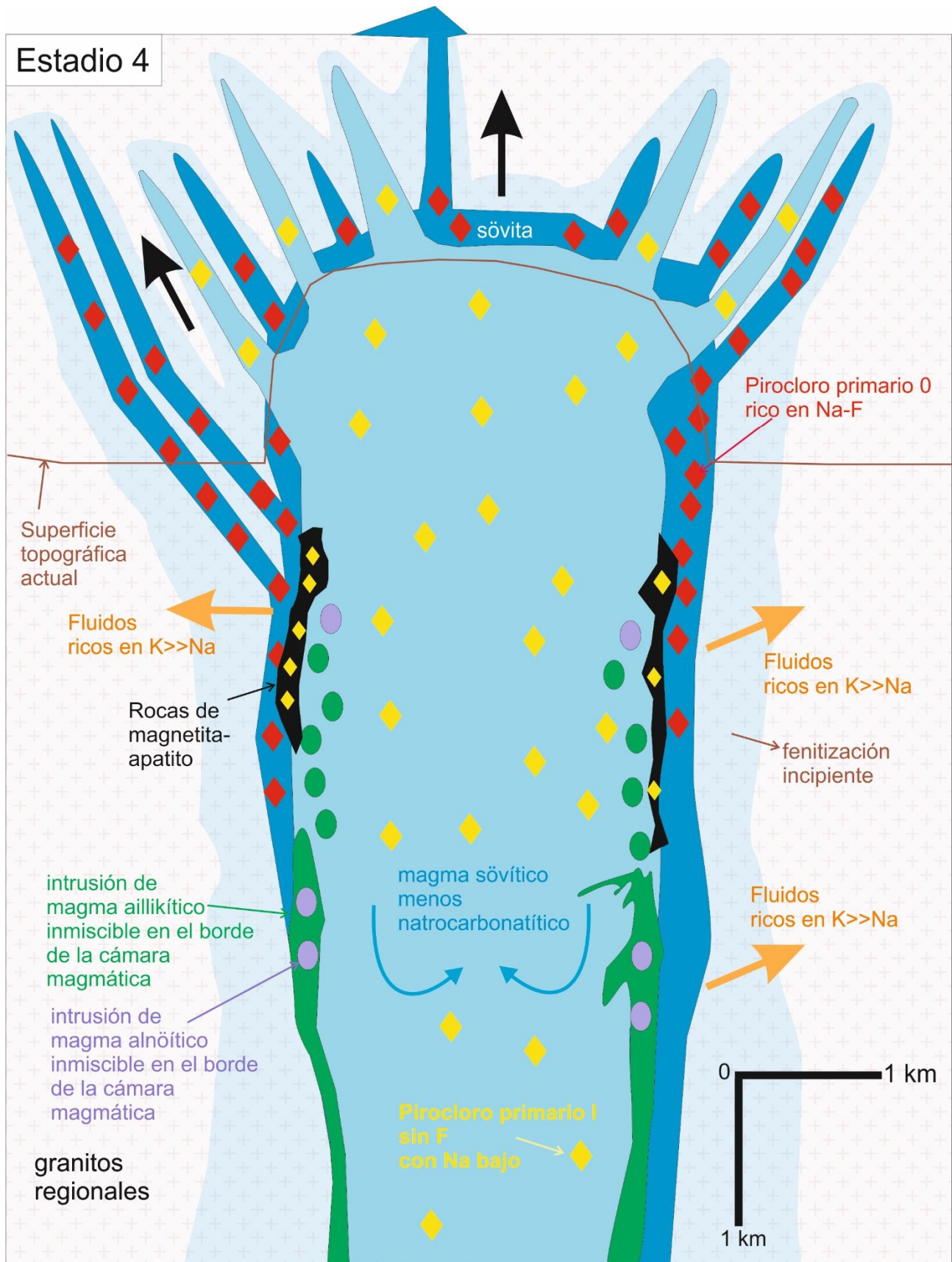


Figura 2.8.4. Estadio 4. Formación de cumulos de magnetita-apatito en los bordes de la cámara magmática con pirocloro de tipo I. En esta etapa se produce la intrusión de magma aillikítico y alnöítico en los márgenes de la intrusión.

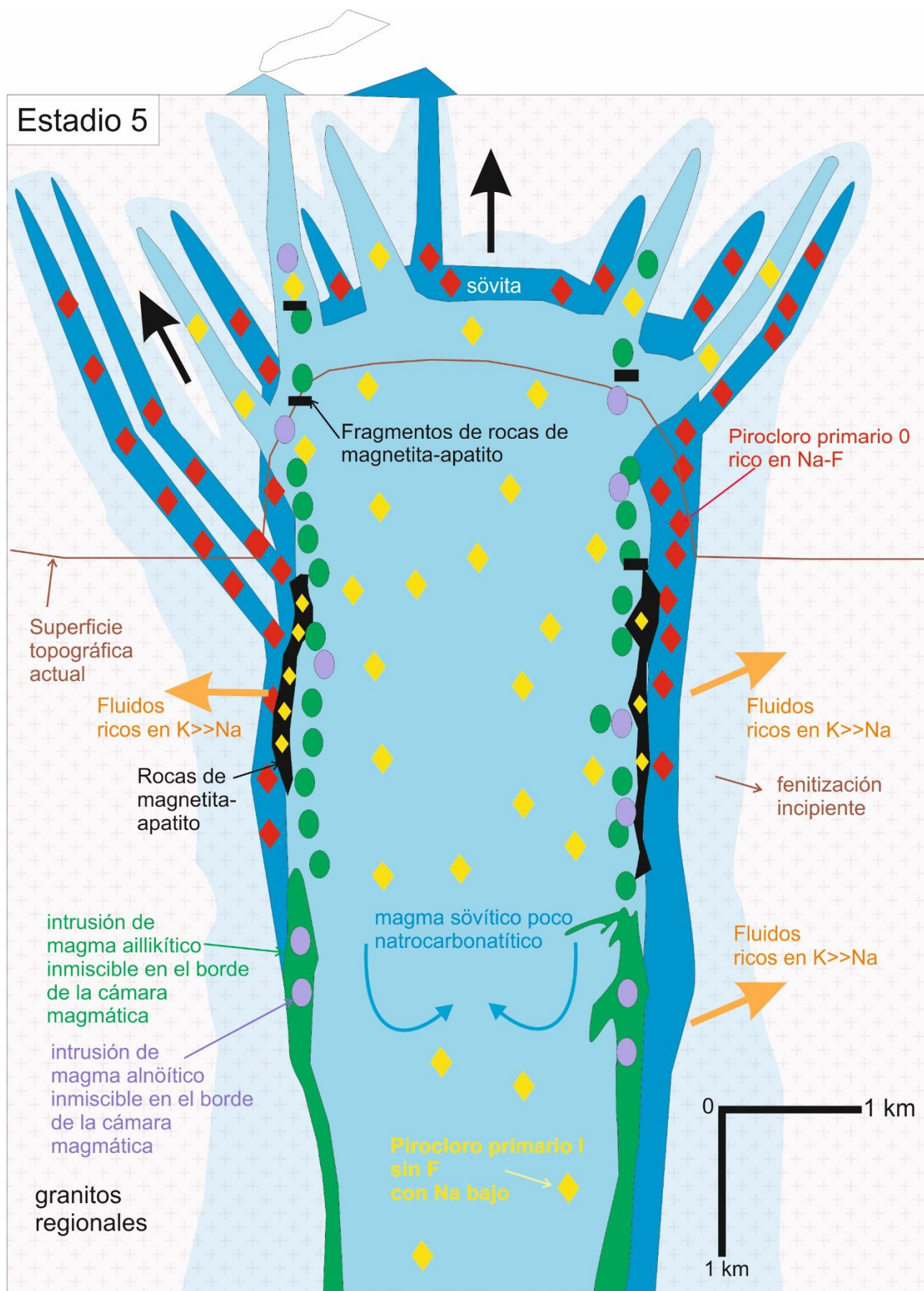


Figura 2.8.5. Estadio 5. La intrusión de magmas ultramáficos da lugar a fenómenos de mezcla de magmas que favorece los fenómenos explosivos. Se producen así cuerpos intrusivos mixtos carbonatíticos-lamprofíricos. En la matriz precipita pirocloro tipo I. La fenitización del encajante continúa.

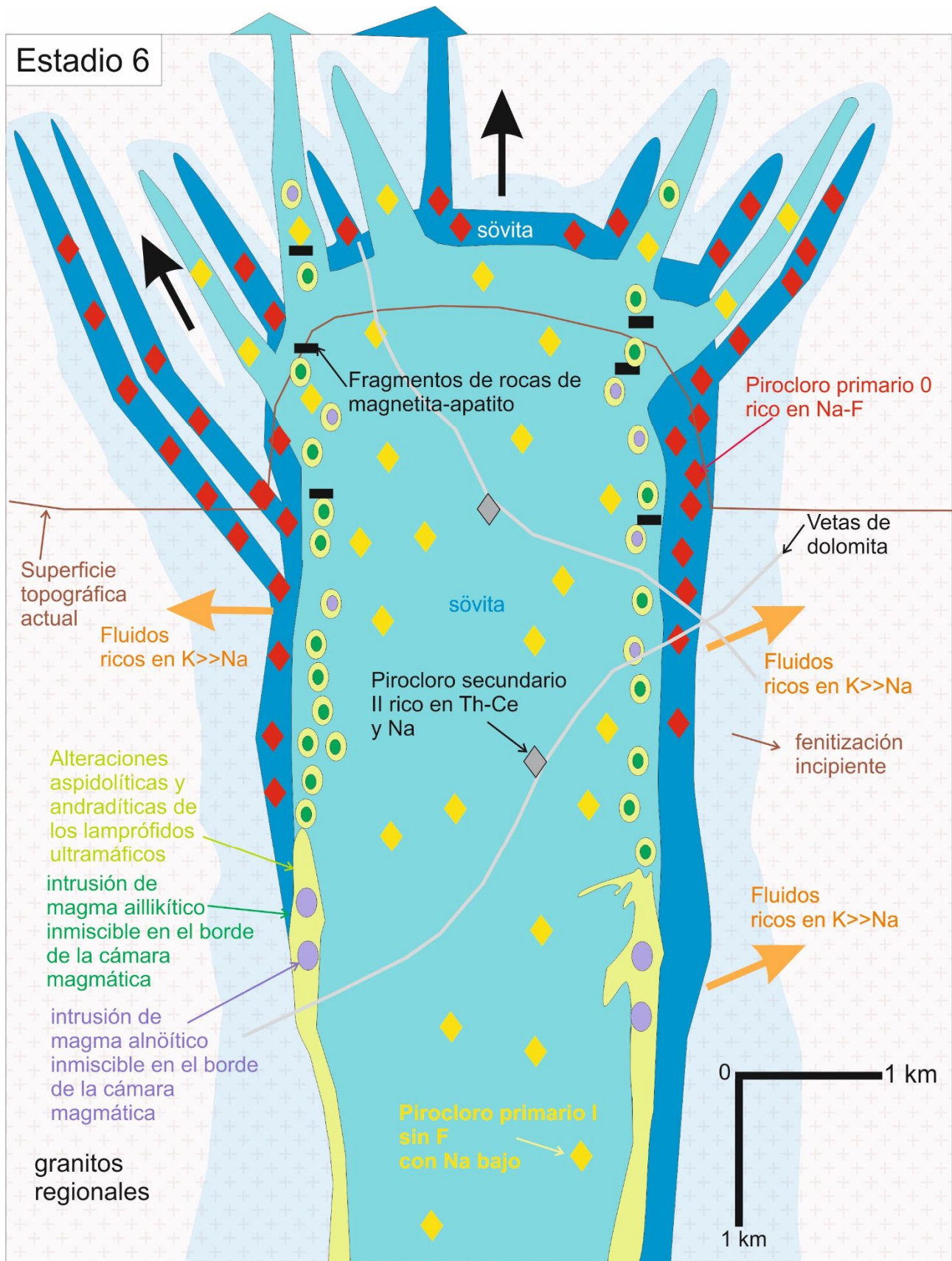


Figura 2.8.6. Estadio 6. Formación de la sövita central y pérdida completa de Na del magma primario. Formación de alteraciones aspidolíticas afectando las rocas aillikíticas y alnöíticas. Se observa una alteración hidrotermal del cuerpo principal por vetas de dolomita en las que se forma pirocloro secundario de tipo 2.

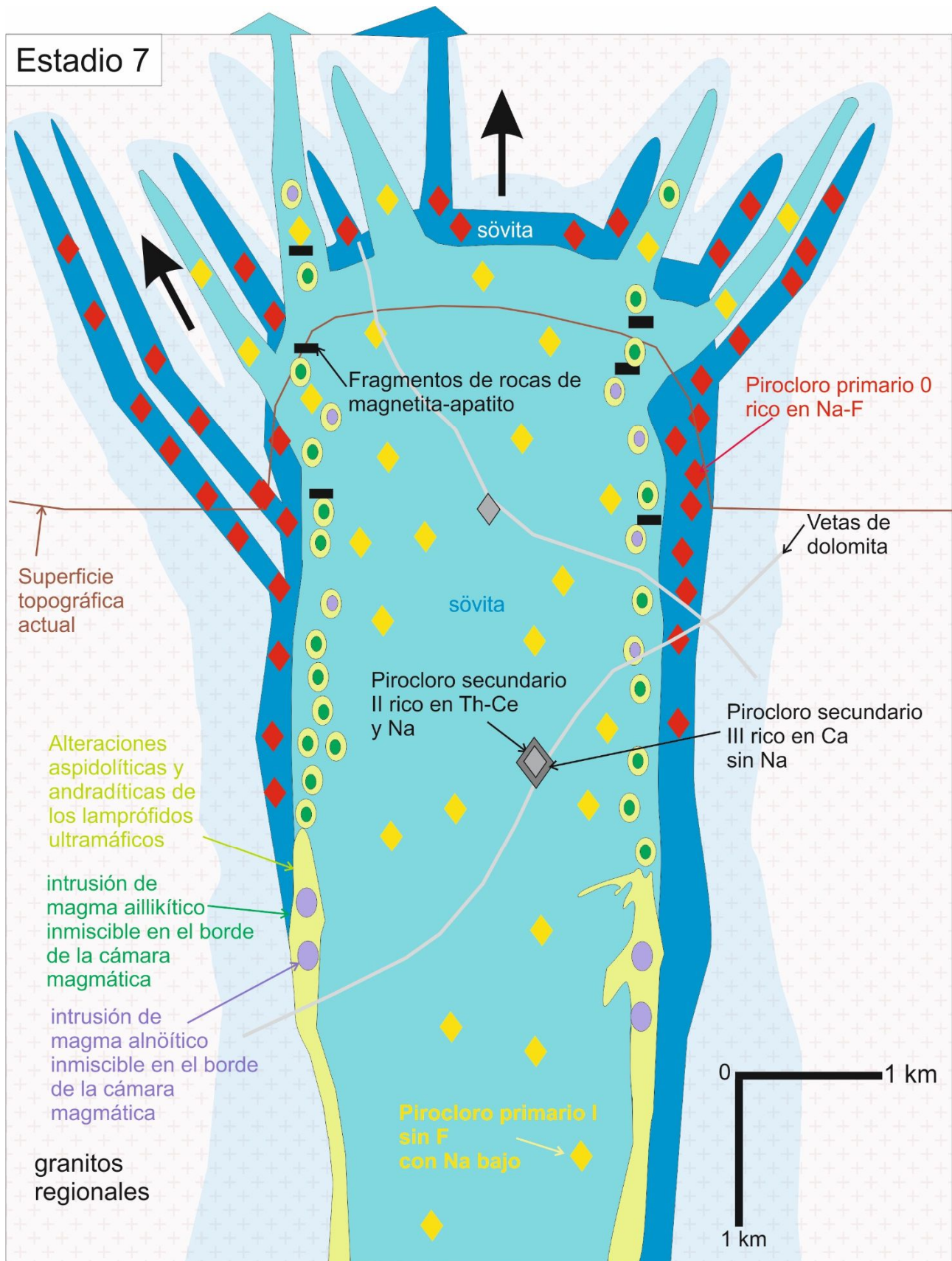


Figura 2.8.7. Estadio 7. La fenitización ha terminado; por lo tanto se forma pirocloro de tipo 3 o rico en Ca, que sobrecrece pirocloro anterior. Continúa la dolomitización del cuerpo.

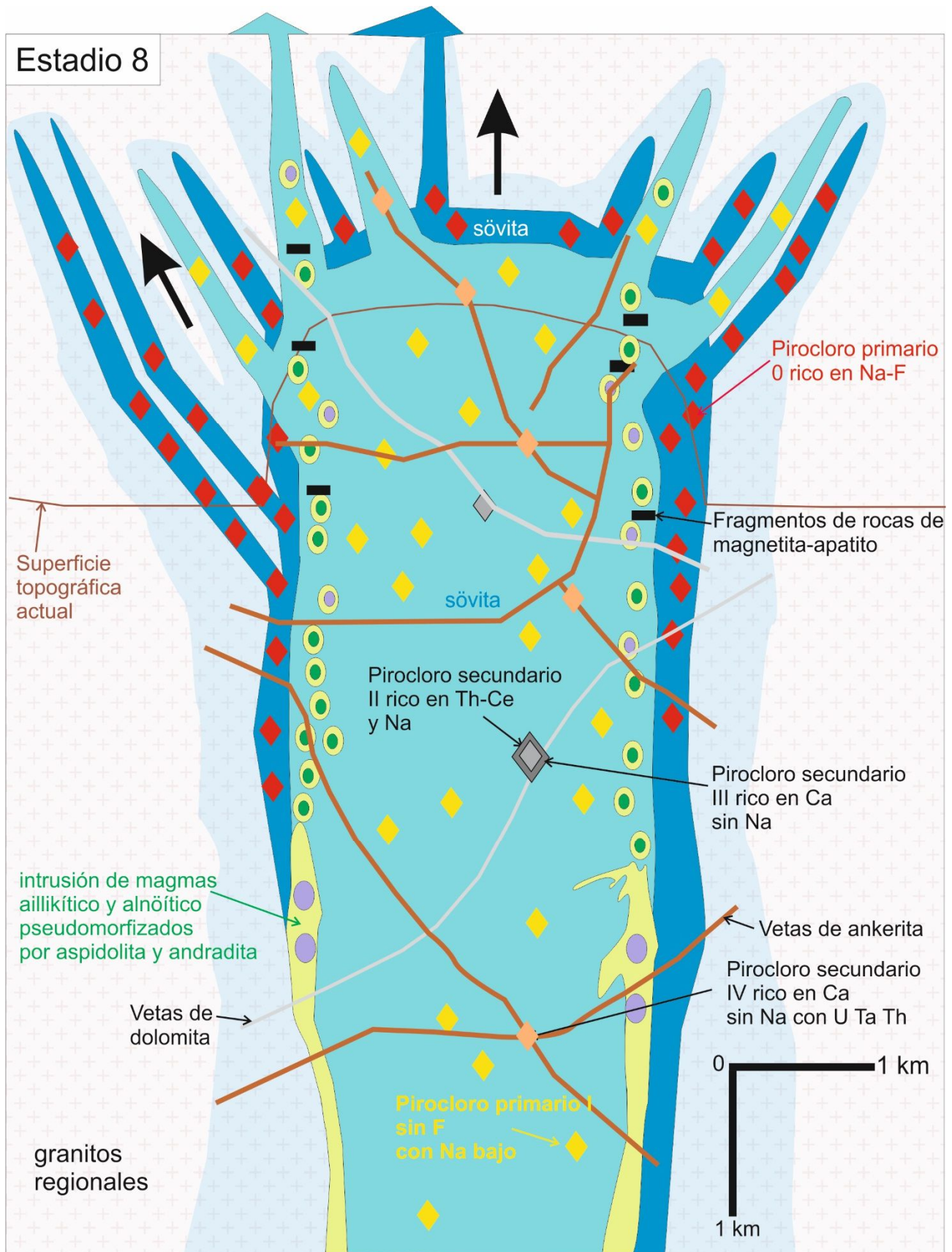


Figura 2.8.8. Estadio 8. Ankeritización del cuerpo y formación de pirocloro de tipo 4 rico en HFSE.

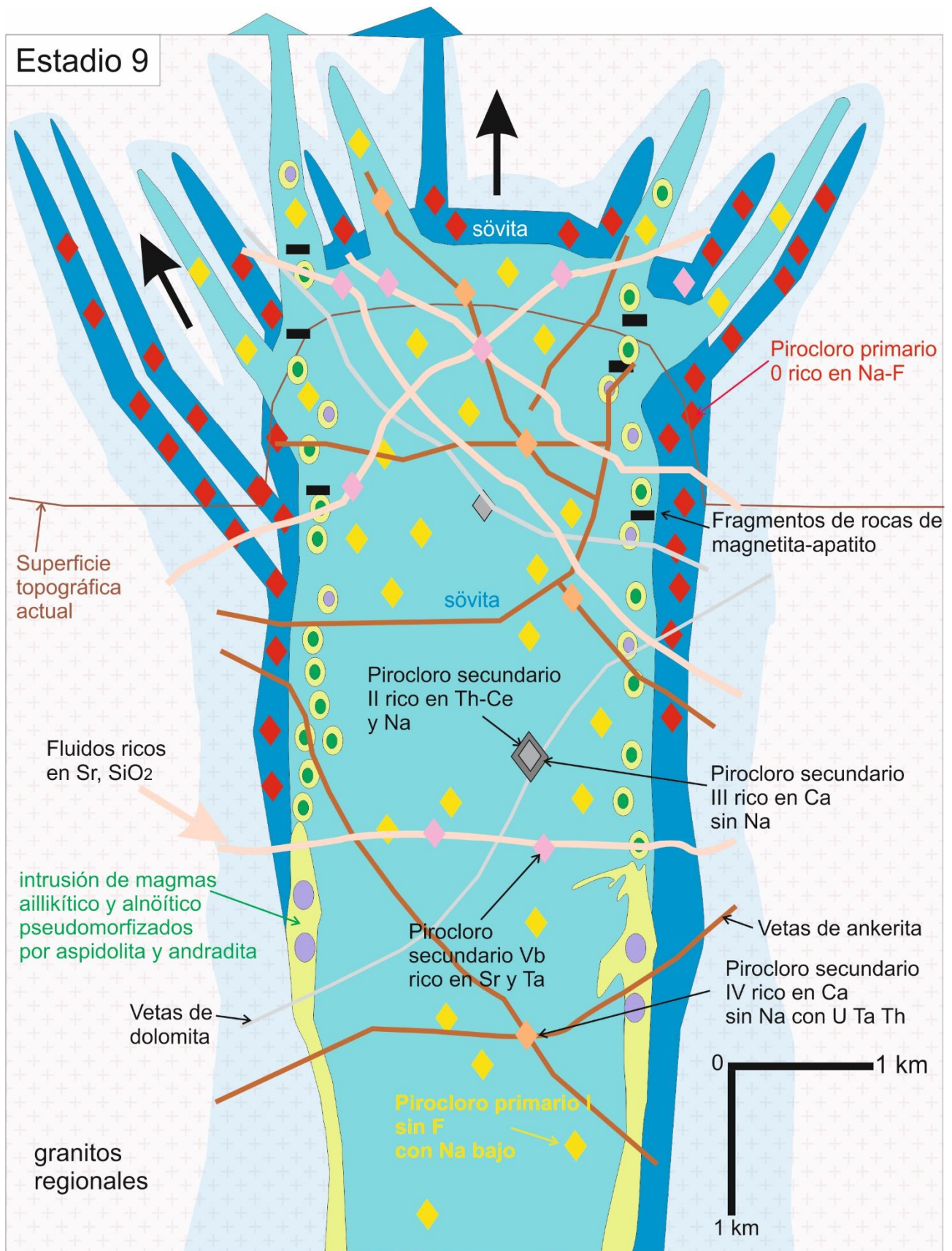


Figura 2.8.9. Estadio 9. Alteración por fluidos hidrotermales ricos en cuarzo. En este estadio se forma pirocloro enriquecido en Si y Sr que reemplaza los anteriores.

Estadio 6

Se produce la cristalización de la sövita restante, con pérdida completa de Na del magma original. El Na perdido interactúa tanto sobre la roca encajante como con los lamprófidos, produciendo en éstos alteraciones sódicas a aspidolita. El cuerpo principal se ve cortado por vetas dolomíticas; estos fluidos tienen capacidad para generar pirocloro de tipo 2, rico en Th y Ce y con poco Na, con Ca en torno a 1 apfu (figura 2.8.6). Se termina el proceso de fenitización.

Estadio 7

Continúa el proceso de dolomitización pero al no haber Na en la roca carbonatítica, el pirocloro que se forma no contiene Na y sólo contiene Ca además de vacantes (pirocloro de tipo 3, figura 2.8.7).

Estadio 8

Desarrollo de ankeritización, con precipitación de pirocloro de tipo 4, caracterizado por contenidos elevados de HFSE (especialmente Ta, U, Th, figura 2.8.8).

Estadio 9

En la etapa final se produce la invasión del sistema por fluidos de origen externo a la carbonatita, como lo evidencia la presencia de importantes cantidades de cuarzo, que forma venillas que cortan a la carbonatita. En asociación con estas vetas se forma una nueva generación de pirocloro, enriquecido en Si y Sr, que reemplaza a las anteriores generaciones de pirocloro. El Sr puede proceder tanto de la descomposición de plagioclasas de la roca de caja como de la alteración de calcita magmática del plug (figura 2.8.9).

Cabe recordar que los procesos de lateritización han producido en los bordes del macizo un notable enriquecimiento en pirocloro. De hecho, como se ha indicado, los procesos de laterización pueden ser críticos a la hora de formar acumulaciones viables económicamente de pirocloro (por ejemplo, Lottermoser & England, 1988; Laval et al., 1988; Mariano, 1989a b; Nasraoui & Bilal, 2000; Mitchell, 2015).

Además, queda pendiente comprobar si la goethita resultante de la meteorización pueda haber producido concentraciones de Nb en su estructura, como acontece en Tchivira (Melgarejo, 2015), y como se ha observado recientemente en otras carbonatitas de Siberia (Chebotarev et al., 2017).

2.8.2. CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS DE REE EN EL COMPLEJO DE BONGA

Las tierras raras son uno de los objetivos importantes a evaluar cuando se dan intrusiones carbonatíticas. Ya desde hace tiempo se ha observado que los patrones de REE en los macizos carbonatíticos son similares que los de las rocas silíceas asociadas, sugiriendo con ello un origen común; no obstante, las REE tienen contenidos más altos que los de las rocas asociadas, lo que se ha explicado a partir de mecanismos de immiscibilidad a partir de un magma original común (Möller et al., 1990; Lee & Wyllie, 1994, 1998; Hornig-Kjarsgaard, 1998; Moore et al., 2009); a partir de este momento las REE se fraccionarían hacia el magma carbonatítico (Balashov & Pozharitskaya, 1968; Viladkar & Pawaskar, 1989; Chakhmouradian & Zaitsev, 2012; Roopnarain, 2013). No obstante, es raro que en este proceso no se produzca algún mecanismo de fraccionamiento diferencial entre las REE. De hecho, la presencia de patrones similares de REE puede también ser explicada porque ambos tipos de rocas tengan una fuente similar en el manto, y que la relación entre las carbonatitas y los

magmas alcalinos sea puramente espacial y no producida a partir de desmezcla de un mismo magma (Gittins y Harmer, 2003).

Por lo general, se ha enfatizado que estos minerales se pueden encontrar dispersos en algunos minerales esenciales en la carbonatita como los propios carbonatos primarios (calcita, dolomita, siderita, Zaitsev et al., 2015; Chakhmouradian et al., 2016) así como en los minerales accesorios (grupo del apatito, magnetita, titanita, grupo del pirocloro, flogopita, anfíbol, melilita y olivino; Loubet et al., 1972; Hogarth, 1989; Zaitsev et al., 2015). En ocasiones, los REE se pueden concentrar en minerales específicos reportados como aparentemente primarios, como la bastnäsita, monazita o zircón, especialmente abundantes en algunas carbonatitas como en Alnö, Suecia (Morogan y Lindblom, 1995). No obstante, en ninguna de las unidades de Bonga se dan estos minerales como elementos primarios.

En principio, el pirocloro primario de Bonga es relativamente pobre en REE. De hecho, la mayor parte de los minerales con REE se encuentra como productos hidrotermales tardíos, generalmente asociados con carbonatos secundarios, barita e incluso cuarzo. De entrada, la asociación con cuarzo es una evidencia de que estos minerales no pueden haberse en modo alguno formado en condiciones magmáticas. La sílice, por el contrario, debe proceder del encajante y, por ello, puede estar relacionada con aportación de fluidos hidrotermales tardíos a la carbonatita procedentes del encajante. Los datos isotópicos de C y O analizados en Bonga (Bambi, 2015) demuestran la incidencia de un fluido de origen meteórico en la cristalización de la mayor parte de los carbonatos de Bonga. Los procesos bimetasomáticos de interacción con la roca encajante, relacionados con la formación de las fenitas, se han observado en otros complejos (por ejemplo, Hode Vuorinen, 2005; Skelton et al., 2007), si bien algunos autores atribuyen estos cambios a problemas de asimilación crustal durante el propio emplazamiento magmático (Roopnarian, 2013). De hecho, la mayor parte de las muestras de estas carbonatitas reflejan mezclas en mayor o menor grado de un carbonato magmático primario con un fluido externo. Estos fluidos serían los responsables de la dolomitización y ankeritización secundarias de la roca sövítica primaria.

La fuente de las REE, en cambio, puede proceder perfectamente de la descomposición de los carbonatos y fosfatos primarios, que en todas las carbonatitas son ricos en REE (Broom-Fendley et al., 2016). De esta manera, la neoformación de carbonatos secundarios no permitiría la incorporación de las REE liberadas, disueltas en el fluido, en las redes de los nuevos carbonatos secundarios, al estar éstos cristalizando a baja temperatura. Esta circunstancia explicaría que estos carbonatos secundarios sean más frecuentes en las zonas de borde del plug y en los anillos o brechas, más que no en el centro del plug.

Los minerales de REE podrían precipitar, alternativamente, en forma de carbonatos o fosfatos de REE, dependiendo de las actividades de estos aniones (Lottermoser 1987, 1990). Es evidente que en un fluido equilibrado con carbonatita se dan más fácilmente condiciones para la precipitación de carbonatos. Por ello, la sinchisita-(Ce) es el principal mineral de REE en Bonga, excepto en aquellas zonas en que se hubieran dado localmente condiciones favorables para la removilización de apatito primario.

2.8.3 POTENCIAL METALOGENÉTICO DEL COMPLEJO DE BONGA

Por otra parte, las carbonatitas de Angola, sujetas a un intenso intemperismo, pueden haber dado lugar a enriquecimientos de tipo laterítico, donde las menas lateríticas son mucho más ricas que los protolitos carbonatíticos originales, especialmente en apatito, pirocloro, barita y magnetita, que tienden a reconcentrarse como componentes restíticos, más o menos modificados. Mineralizaciones análogas se han generado en Brasil (Berbert, 1984), y en algunos casos constituyen el núcleo de la explotación, de modo que la carbonatita en sí a menudo no es la mena pero sí lo son sus alteraciones

supergénicas, como en parte de Catalão I (Hirano et al., 1987), Araxá (Kamitani & Hirano, 1987), Juquiá en São Paulo, Brasil (Alcover Neto & Toledo, 1993), Maicuru en Pará (Angélica & da Costa, 1993) Y Salitre en Minas Gerais (Araújo, 2015). Estos cuerpos lateríticos pueden llegar a tener en condiciones favorables cientos de metros de espesor, con una acusada zonación vertical (Toledo et al., 2004).

Finalmente, el uso de las carbonatitas como fuente de minerales industriales es otra posible alternativa. De hecho, estas carbonatitas son una de las pocas fuentes de carbonato en muchos centenares de kilómetros a la redonda, puesto que en esta zona de Angola, de tipo cratónico, no afloran rocas carbonatadas. Este carbonato no deja de ser un mineral industrial, susceptible de uso para cemento o para usos agrícolas u otros. No obstante, debe tenerse en cuenta que en estas rocas se dan diversos minerales radioactivos, y que estos podrían generar problemas de salud o daños ambientales. Este mismo problema ya apareció cuando se pretendió utilizar las carbonatitas de Alnö para la corrección del pH de suelos (Rosén, 1994). Una alternativa eficaz sería utilizar para el mismo fin los residuos carbonatados producidos durante una futura explotación minera, cuando de la roca se separaran las menas (pirocloro y REE) de la ganga carbonatada, si bien debería controlarse en todo momento el grado de radioactividad.

No debe olvidarse el potencial que podría representar la posible presencia de diamante. Las aillikitas han sido reportadas como fuente de diamante (Tappe et al., 2008), del mismo modo que lo han sido también las alnöitas (Woodard, 2010), y se ha sugerido además que las carbonatitas, lamprófidos ultramáficos y foscoritas de los complejos alcalinos brasileños (análogos a los de Angola) podrían ser la fuente de diamante aluvial de amplias zonas de Brasil (Karfunkel et al., 2014). No obstante, por el momento, en los cuerpos brechoides del complejo de Bonga no se han encontrado evidencias de que estos magmas puedan haber transportado xenolitos o xenocristales desde la zona de la ventana de estabilidad del diamante, ni se han localizado los correspondientes minerales indicadores.

CAPÍTULO 3

**EL COMPLEJO ALCALINO – CARBONATÍTICO
DE MONTE VERDE**

3.1. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DE MONTE VERDE

3.1.1. INTRODUCCIÓN

El macizo de Monte Verde no es tan importante como otros de Angola en cuanto a la extensión de sus afloramientos carbonatíticos, pero su interés recae en su vinculación con complejos alcalinos y con el hecho de estar relacionado con brechas ígneas (como se describía, por ejemplo, en la síntesis de Woolley, 2001). Por consiguiente, el macizo de Monte Verde tampoco tiene los grandes afloramientos que presenta Bonga, entre otras carbonatitas. No obstante, a diferencia de Bonga, las brechas carbonatíticas están relacionadas con rocas alcalinas, por lo que es posible estudiar las relaciones entre ambos grupos de rocas.

Por otra parte, Monte Verde es una de las zonas menos estudiadas de Angola, pues en la mayor parte de las carbonatitas ya se han realizado expediciones relativamente continuas para extraer información sobre los recursos minerales. Como hemos visto, en Bonga ya se han realizado operaciones mineras en forma de galerías de reconocimiento. En Tchivira hay labores, si bien artesanales, desarrolladas sobre las mineralizaciones de fluorita. En Bailundo, se han efectuado sondeos de reconocimiento y hay otorgada una concesión minera, mientras que en Longonjo, pese a no haberse concretado labores de exploración, ya existe una concesión minera. Virulundo es un caso aparte, posiblemente por su remota posición, pero en los años 70, muy poco antes de la guerra de independencia, ya se desarrollaron labores de exploración por parte de geólogos portugueses que conllevaron campañas de campo. En Lupongola se efectuaron algunas labores mineras en busca de sodalita, pero no cristalizaron en una explotación continuada. En cambio, en Monte Verde no hay más estudios posteriores al de Lápido Loureiro (1973).

Con todo, la zona se encuentra en un lugar relativamente remoto, por lo que el trabajo realizado se ha basado en estudios fotogeológicos, una rápida campaña de campo y muestreo in situ y el correspondiente trabajo de laboratorio.

3.1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE MONTE VERDE

El macizo de Monte Verde se encuentra entre los límites de las provincias de Cuanza Sul, Benguela y Huambo, a unos 500 km de la capital de Angola, Luanda.

Para acceder a la zona de Monte Verde, desde Luanda se debe viajar al sur por la carretera de Benguela hasta Sumbe. La zona queda a unos 200 km al SE de esta ciudad, desde donde se toma la carretera de tierra de Alto Hama en dirección a Londuimbali. Pasado este pueblo se toma caminos de tierra en dirección al municipio de Cassongue. En la época en que se visitó la zona los caminos estaban en muy mal estado y el trayecto lleva mucho tiempo, incluso realizado en vehículo 4x4. Se pudo pernoctar en el municipio de Galanga (12°05'56.6"E, 15°04'43.1"S) que está en Cuanza Sur, desde donde cada día se accedía por caminos de tierra hasta el poblado de cabañas de Tchimbungue (12°08'54.1"E, 15°01'48.5"S), que es el pueblo que queda justo enfrente del pico de Monte Verde, que es donde se tiene que contactar con el Soba local. Al otro lado de Monte Verde se encuentra el poblado de cabañas de Cambambe (figura 3.1.2.2).



Figura. 3.1.2.1. Mapa geográfico y político de Angola, con la situación de la zona de estudio en Monte Verde.



Figura. 3.1.2.2. Imagen de foto satélite de la zona de Monte Verde, con indicación de los principales núcleos habitados cercanos. Nótese la forma casi perfecta de la estructura circular de Sulima, constituida por rocas alcalinas subsaturadas y monzonitas, situada al SW de Cambambe.

Las carbonatitas, las rocas alcalinas y las fenitas asociadas con las mismas son precisamente los elementos determinantes de los relieves más acusados de la zona, por lo que estos relieves mimetizan la distribución de estas rocas y se disponen formando cordilleras anulares más o menos completas, que encierran valles fértiles. La zona se encuentra ya en la meseta angoleña (Planalto de Angola), que es a grandes rasgos una penillanura desarrollada sobre los materiales cratonizados del Precámbrico, generalmente granitoides, que en esta zona se encuentra a unos 1500 m de altitud sobre el nivel del mar.

El clima tropical que afecta a la zona ha favorecido el desarrollo de una cobertura vegetal limitada en el fondo de los valles, de tipo sabana. Los cursos de agua fluctúan mucho entre la época de lluvias (a grandes rasgos, entre octubre y mayo, con episodios más intensos) y la época seca, el resto del año, de manera que en su mayor parte los ríos y arroyos son efímeros. Con todo, las zonas centrales de los valles disponen de suficiente agua para posibilitar el desarrollo de cultivos, especialmente maíz, y de pastos. En cambio, en los montes e incluso en sus laderas hay poco suelo puesto que hay abundante afloramiento rocoso; en todo caso, en los montes la vegetación es arbórea o herbácea más densa, lo que implica mayores peligros a la hora de circular por estos espacios, en los que hay muy pocos caminos.

Los montes no tienen una altitud comparativamente importante, pero el desnivel respecto de los fondos de los valles es realmente importante (del orden de los 400 m). De este modo, Monte Verde que por encima de los 2200 m sobre el nivel del mar (fig. 3.1.2.3). El ascenso a estos montes es moderadamente peligroso; si bien no hay felinos, se menciona la existencia de serpientes, y sólo puede efectuarse en compañía de guías muy expertos.

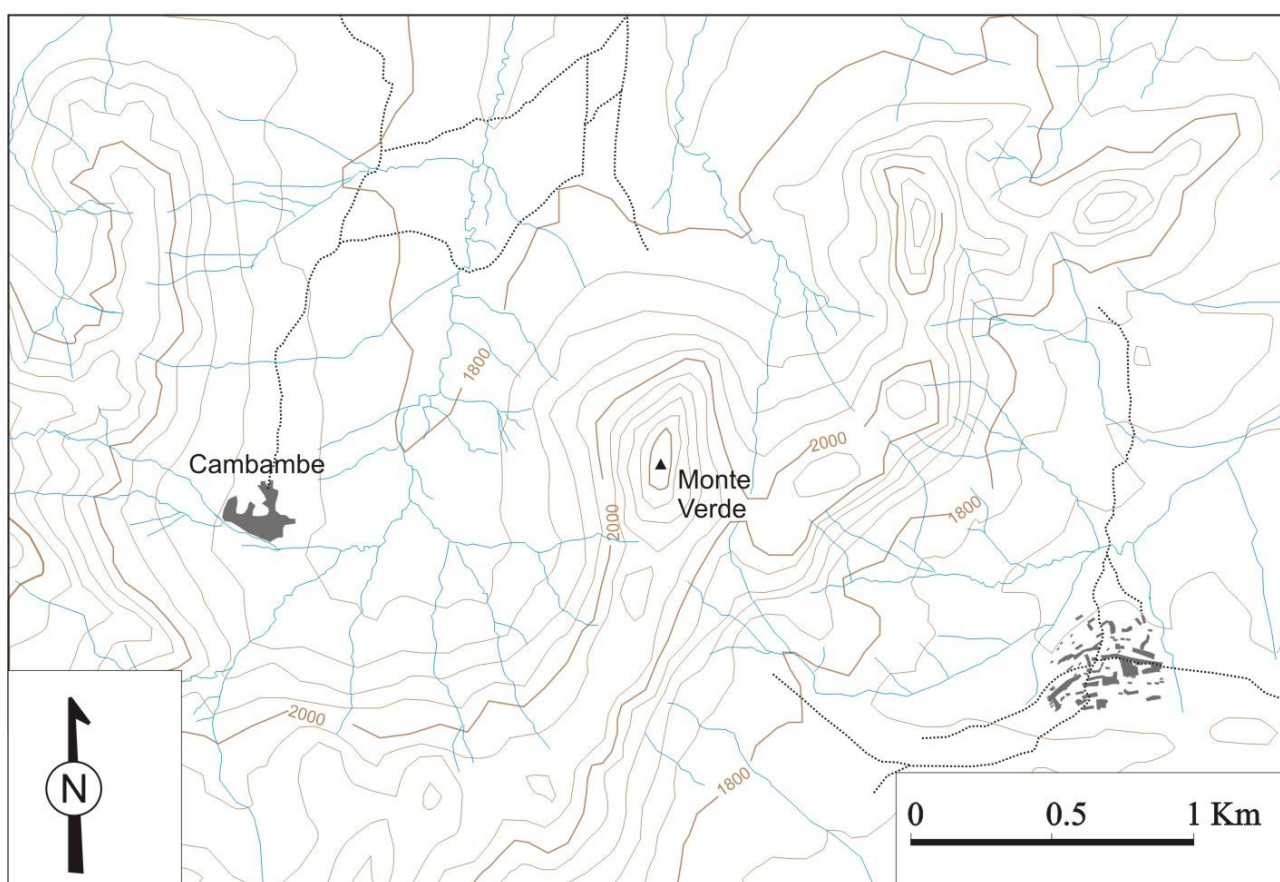


Figura. 3.1.2.3. Fisiografía de la zona estudiada, basada en la topografía facilitada por Google Maps, con datos propios.

3.1.3. SITUACIÓN GEOLÓGICA DE MONTE VERDE

Como inmensa la mayoría de las manifestaciones carbonatíticas y alcalinas subsaturadas de Angola, los afloramientos de Monte Verde se encuentran en la estructura de Lucapa (figura 3.1.3.1).

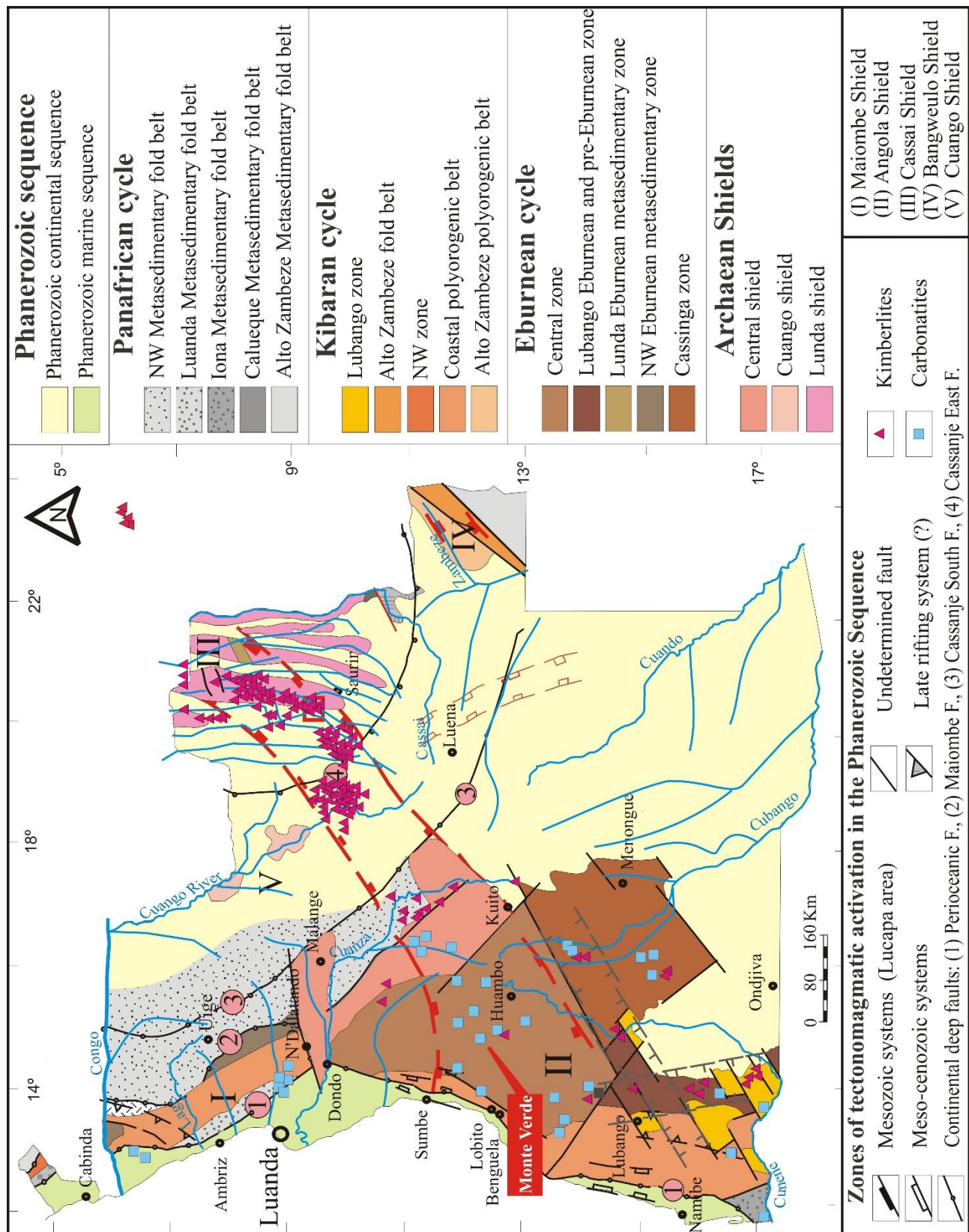


Figura 3.1.3.1. Mapa estructural simplificado de Angola, con la situación de las rocas kimberlíticas y con los complejos alcalino-carbonatíticos, incluyendo el de Monte Verde. Modificado a partir de Bambi (2015).

De este modo, en la zona estudiada pueden distinguirse a grandes rasgos dos elementos geológicos principales: el basamento granítico eburneano y los intrusivos mesozoicos, en un contexto determinado por las fallas principales NE-SW de tipo Lucapa y otras de dirección NNW-SSE (fig. 3.1.3.2).

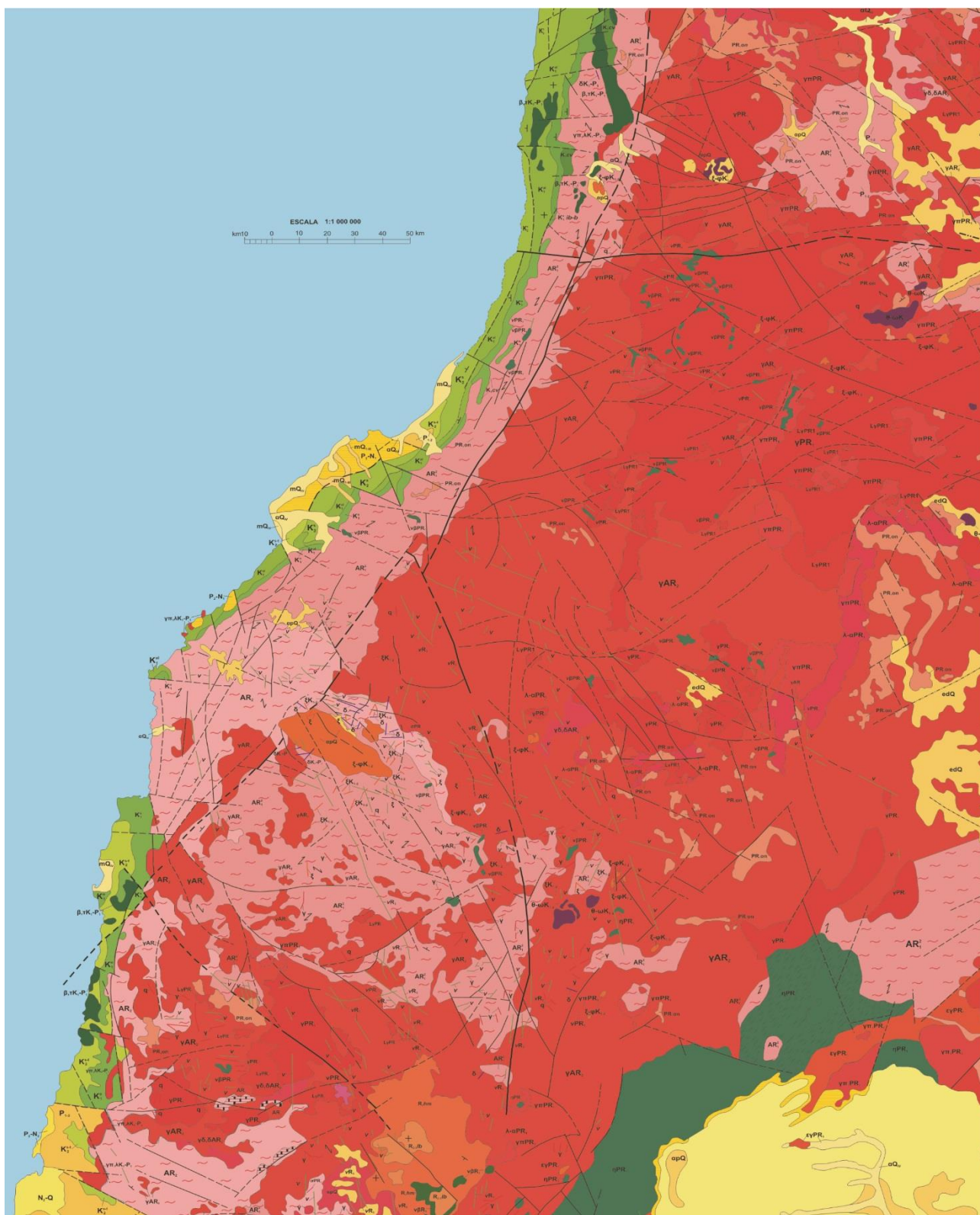


Figura 3.1.3.2. Mapa estructural de la parte occidental de la estructura de Lucapa. La zona estudiada se encuentra en los afloramientos de rocas alcalinas de la parte superior derecha de la imagen. Adaptado del mapa geológico de Angola de Araújo et al. (1988). Para la leyenda, véase la página siguiente.

ERA	SISTEMA DE TIEMPO	SUB-SISTEMA	CÓDIGO	ZONAS DE LA DEPRESIÓN PERIOCEÁNICA			DEPRESIÓN CONTINENTAL		ROCAS MAGMÁTICAS Y ULTRAMETAMÓRFICAS
				CABINDA - CONGO	KWANZA	NAMIBE	CONGO	OKAVANGO	
FANEROZOICO	CENOZOICO	CUATERNARIO	KZ						
			Q						
			Qv						
			Qv						
			Qv						
	PALEOZOICO	PLEISTOCENO	Qv						
			Qv						
			Qv						
			Qv						
			Qv						
MESOZOICO	PALEOZOICO	PLEISTOCENO	Qv						
			Qv						
			Qv						
			Qv						
			Qv						
	PALEOZOICO	PLEISTOCENO	Qv						
			Qv						
			Qv						
			Qv						
			Qv						
PROTEROZOICO	PALEOZOICO	PLEISTOCENO	Qv						
			Qv						
			Qv						
			Qv						
			Qv						
	PALEOZOICO	PLEISTOCENO	Qv						
			Qv						
			Qv						
			Qv						
			Qv						

Figura 3.1.3.2 (continuación). Leyenda del mapa de la página anterior.

3.2. ESTRUCTURA DEL COMPLEJO DE MONTE VERDE

3.2.1. INTRODUCCIÓN

El complejo de Monte Verde se encuentra cubierto por materiales coluviales y aflora una parte escasa del mismo. No obstante, los afloramientos existentes sugieren que se trata de una coalescencia de estructuras de tipo caldera de morfología semicircular en cada caso. A su vez, estas calderas coalescen con la estructura de Sulima, un anillo de composición cuarzosienítica mucho mayor y que parece ser posterior. Las diferentes unidades que componen los complejos alcalinos de Monte Verde y Sulima encajan en basamento cristalino del Precámbrico. Se seleccionó el complejo de Monte Verde para su estudio al tener mayor cantidad de carbonatitas conocidas desde antiguo, y su mejor acceso.

Los relieves más importantes de la zona los dan las rocas fenitizadas y las rocas alcalinas, mientras que los granitoides encajantes quedan en zonas deprimidas (figura 3.2.1 a 3.2.3). En el complejo de Monte Verde hay una unidad central de ijolitas y sienitas nefelínicas y anillos externos carbonatíticos, acompañados de sienitas nefelínicas andradíticas y diques fonolíticos a traquíticos (figura 3.2.4, 3.2.5).



Figura 3.2.1. Vista panorámica de la parte sur y oeste del complejo de Monte Verde. Al fondo, el relieve principal está formado por unidades de sienitas nefelínicas e ijolitas. A la izquierda, se observan elevaciones no tan pronunciadas formadas por brechas carbonatíticas y fenitas. El fondo de los valles y llanuras están ocupados por granitos y coluviones.



Figura 3.2.2. Vista general hacia la parte sur del complejo de Monte Verde en que destacan los relieves principales formados por sienitas nefelínicas e ijolitas intrusivas.



Figura 3.2.3. Vista general de la parte noreste del complejo formado por unidades de brechas formadas por fragmentos de carbonatitas y granitos fenitizados.

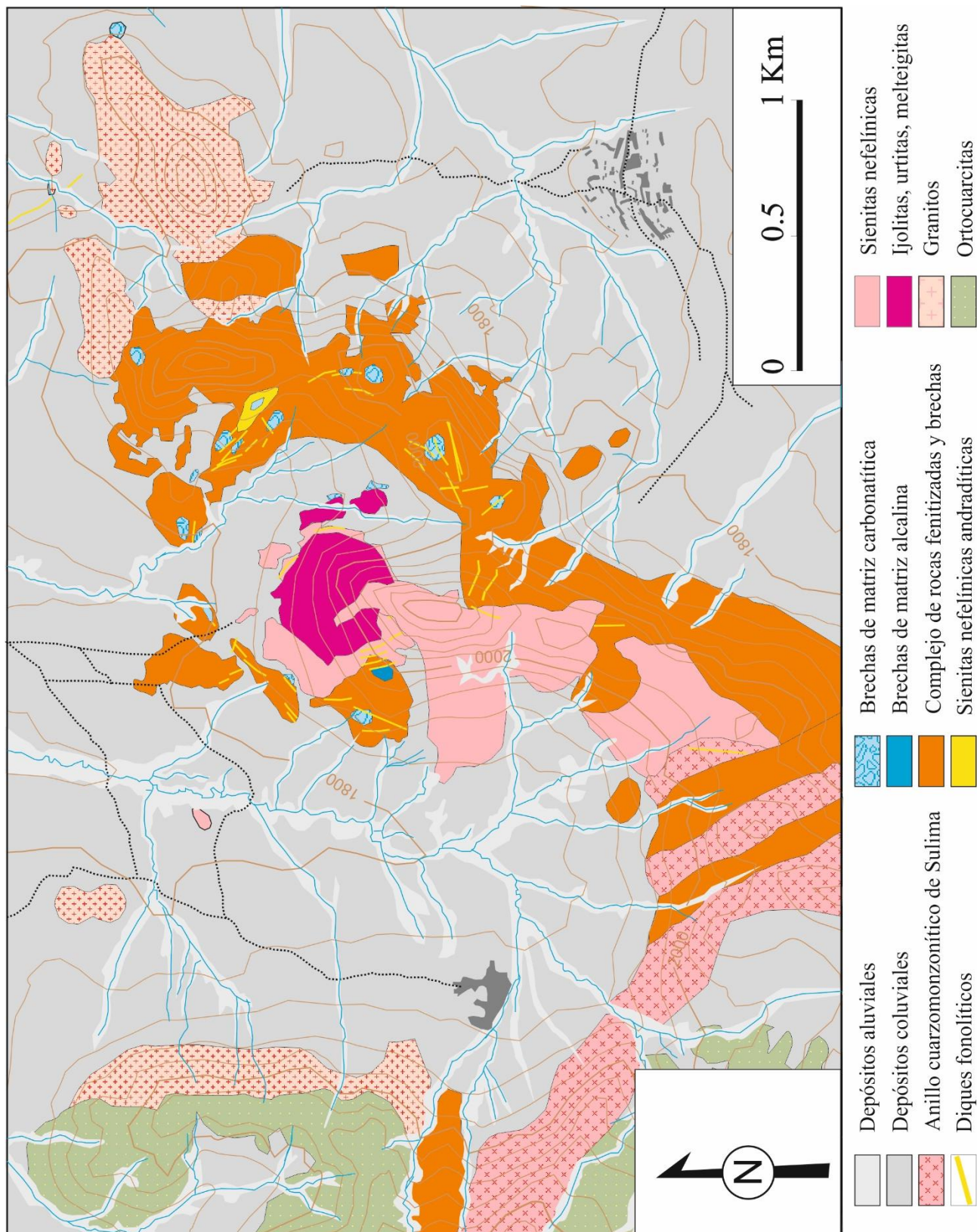
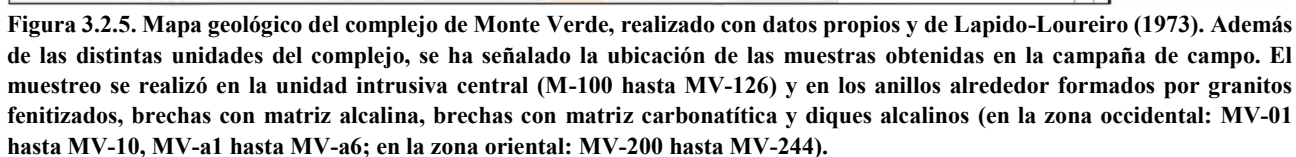


Figura 3.2.4. Mapa geológico del complejo de Monte Verde, realizado con datos propios y de Lapido-Loureiro (1973). Se han señalado las pistas o caminos con trazo discontinuo. Nótese la disposición de los afloramientos de brechas carbonatíticas y de diques de rocas alcalinas en forma de anillo. Los afloramientos de rocas cuarzononzoníticas de la zona SW forman parte del anillo alcalino de Sulima. La agrupación de casas de la zona central del mapa es Cambambe.



Los procesos de fenitización reemplazan los granitos encajantes y dan lugar a distintas asociaciones minerales de alteración secundaria que reemplazan total o parcialmente la roca original. Se observan procesos tardíos de silicificación que afectan rocas encajantes y brechas. La zona central y noroeste del complejo está cubierta por depósitos aluviales y coluviales.

3.2.2. ROCAS PLUTÓNICAS ALCALINAS

Las rocas plutónicas alcalinas forman los principales relieves del complejo (figura 3.2.1). Se trata de rocas con una textura fanerítica, de aspecto granudo, formadas por cristales hipidiomórficos y tamaño milimétrico. Según su composición se pueden clasificar en dos tipos principales: sienitas nefelínicas y foidolitas (urtitas, ijolitas y melteigitas).



Figura 3.2.6: Afloramiento de sienita nefelínica con abundante alteración superficial. Presenta una textura granuda con abundante feldespato y nefelina y minerales máficos accesorios (punto de muestreo MV-103).



Figura 3.2.8: Sienita nefelínica a la parte izquierda de la fotografía cortada por un dique alcalino de tono más oscuro y grano fino (punto de muestreo MV-106 – MV-107).



Figura 3.2.10: Muestra MV-216 serrada y preparada para realizar lámina delgada de la misma. Sienita nefelínica andradítica con abundante granate, titanita y egirina.



Figura 3.2.7: Muestra MV-100 correspondiente a la intrusión central de sienita nefelínica. Tiene una tonalidad rosada y gris debido al feldespato potásico y nefelina, con algunos clinopiroxenos de tono más oscuro.



Figura 3.2.9: Afloramiento de ijolita en la zona inferior del relieve principal (punto de muestreo MV-104).



Figura 3.2.11: Muestra MV-104a serrada y preparada para realizar lámina delgada. Ijolita formada por nefelina, augita egirínica, andradita y flogopita.

3.2.2.1. Sienitas nefelínicas

Las sienitas nefelínicas de la intrusión central presentan una textura equigranular holocristalina, con una tonalidad gris oscuro y tamaño grueso. Los minerales más abundantes son feldespato potásico, nefelina, albita y clinopiroxeno (figura 3.2.6, 3.2.7, 3.2.8), evidentemente sin cuarzo. De forma accesoria y en proporciones muy variables se observan los siguientes minerales como accesorios: titanita, ulvöspinel, flogopita y algunos sulfuros, como piritita y pirrotina. Además, se aprecian acumulaciones de feldespatoideos secundarios, como cancrinita y sodalita, que presentan un tamaño de grano fino.

En la parte noreste del complejo se ha identificado una intrusión de sienita nefelínica con granate de la serie andradita – schorlomita como mineral accesorio muy abundante (figura 3.2.10). Además, la roca está alterada por calcita secundaria y cancrinita reemplazando nefelina. De forma accesoria contienen minerales de tipo agpaítico, como sorosilicatos de Na-Zr-Ti.

3.2.2.2. Foidolitas (urtitas, ijolitas, melteigitas)

Se trata rocas que comparten afloramiento con las sienitas nefelínicas. Tienen una tonalidad gris debido a que contienen nefelina como tectosilicato principal, además de sodalita y cancrinita reemplazando nefelina (figura 3.2.9). No contienen feldespato potásico. La proporción de minerales máficos, como augita egirínica, titanita, flogopita y andradita, es variable. En el caso de las ijolitas y las melteigitas, los clinopiroxenos son los minerales accesorios principales (figura 3.2.11), mientras que en las urtitas son menos abundantes. Del mismo modo que las sienitas nefelínicas, estas rocas contienen minerales agpaíticos del grupo de la rosenbuschita – rinkita.

3.2.3. FENITAS

Los procesos principales de fenitización se observan en los fragmentos de roca encajante y forman la unidad de rocas feníticas alrededor de la intrusión central (figura 3.2.12)



Figura 3.2.12. Granitos fenitizados en la parte oriental del complejo (MV-229 – 234). Presentan un tono rojizo debido a los óxidos de hierro.



Figura 3.2.13. Muestra MV-231 serrada y preparada para realizar la lámina delgada. Feldespato secundario de tono rosado con un filón de cuarzo en el centro.

Estas rocas presentan abundante feldespato potásico impregnado por óxidos de hierro que le confieren una tonalidad rojiza-rosada característica. Puesto que el feldespato potásico es el mineral dominante, esta particularidad cromática diferencia las fenitas de los granitos del Precámbrico encajantes (figura 3.2.12, 3.2.13).

La fenitización que afecta los granitos de Monte Verde presenta distintos grados de intensidad, que a grandes rasgos aumenta en función de la mayor proximidad con los intrusivos alcalinos o carbonatíticos. Los estadios de fenitización más avanzados se caracterizan por un reemplazamiento total de la roca por feldespato potásico, nítido e hipidiomórfico, acompañado por abundante hematites de tamaño de grano muy fino. Casi siempre hay, además, cantidades variables de goethita secundaria (figura 3.2.13). En algunas muestras se ha determinado zircón hidrotermal alotriomórfico y generaciones tardías de pirocloro rico en Ba asociado. De forma posterior y cortando el feldespato se aprecian vetas centimétricas de cuarzo con fosfatos y carbonatos de tierras raras tardía (figura 3.2.13).

Por otra parte, se observa una fenitización por fases alcalinas y solapamiento de distintos procesos de alteración. Así, una generación inicial de albita es reemplazada por feldespato potásico posterior más nítido. En algunas fenitas los feldespatos están acompañados por richterita y biotita. Se observa otra generación de albita secundaria asociada con carbonatos de tierras raras que son posteriores a los otros minerales. Juntamente con las fases alcalinas se aprecian vetas secundarias de calcita, además de filones de cuarzo y rutilo de grano fino.

3.2.4. BRECHAS DE MATRIZ CARBONATÍTICA

En Monte Verde no afloran los típicos cuerpos intrusivos masivos (plugs, diques) de carbonatitas que se dan en zonas vecinas de Angola, como Tchivira, Bonga, Bailundo, etc. No obstante, hay brechas magmáticas que presentan fragmentos inmersos en una matriz de carbonatos (figura 3.2.14 3.2.15, 3.2.16, 3.2.17).

Los fragmentos son casi exclusivamente de rocas graníticas fenitizadas. Se trata de brechas heterométricas, con fragmentos de tamaño de grano muy variable, desde bloques de varios metros a partículas microscópicas, en las que los granos componentes de la roca encajante quedan disgregados del resto. Estos fragmentos son angulosos y con nula esfericidad o poco redondeamiento, evidenciando una escasa asimilación con el magma carbonatítico.

La matriz de la brecha está compuesta por calcita como carbonato y fase principal y por lo tanto se pueden clasificar como brechas calciocarbonatíticas según la clasificación de Woolley & Kempe (1989). Estas calciocarbonatitas presentan una textura fanerítica de grano grueso y están mayoritariamente compuestas por calcita. Además, muestran casi siempre cantidades accesorias de apatito, pirita alterada a óxidos de hierro y pirocloro.



Figura 3.2.14. Aspecto de un afloramiento de brechas con matriz carbonatítica que aflora en la zona noroeste del complejo de Monte Verde (punto de muestreo MV-02).



Figura 3.2.15. Detalle del afloramiento anterior de brechas carbonatíticas en la zona noroeste del complejo. Se diferencian granitos fenitizados de tono rojizo y cemento carbonatítico gris oscuro.



Figura 3.2.16. Afloramiento de brecha magmática de matriz carbonatítica (punto de muestreo MV-205) con fragmentos de roca fenitizada de coloración rosada y matriz carbonatítica de tono gris oscuro.



Figura 3.2.17. Afloramiento de brecha magmática de matriz carbonatítica (puntos de muestreo MV-213 y MV-214). La carbonatita presenta un tono gris oscuro debido a la alteración superficial.

Puesto que la roca original ha quedado muy disgregada, la matriz contiene pequeños fragmentos de xenocristales de la roca fenítica, como feldespatos o flogopita. En cambio, no se han encontrado evidencias de fenómenos de dolomitización y ankeritización a gran escala en los afloramientos de estas rocas. Entre la matriz calciocarbonatítica pueden estar afectados por una alteración secundaria formada carbonatos de REE intersticiales.

3.2.5. BRECHAS DE MATRIZ ALCALINA NO CARBONATÍTICA

Se emplazan entre la unidad de rocas fenitizadas, en las proximidades de la intrusión central (figura 3.2.4). Se han diferenciado dos tipos de brechas alcalinas. Por una parte, brechas clasto-soportadas que están compuestas por fragmentos de calciocarbonatitas y rocas fenitizadas envueltas por matriz alcalina minoritaria e intersticial. Se trata de filones de aspecto opaco, de anchura inferior a 1 mm, rellenos por una asociación de grano fino formada por rutilo, barita, goethita, cuarzo y carbonatos de REE asociados.

Además, se han determinado brechas matriz-soportadas con escasos fragmentos de calciocarbonatitas, de morfología subesférica, con calcita granuda mayoritaria y menores proporciones de apatito, ilmenita, pirocloro y pirrotina. Algunos presentan fluorita. Los fragmentos están envueltos por un borde de reacción y una matriz afanítica, mayoritaria, de tonalidad gris verdosa, compuesta por feldespato potásico, nefelina, sodalita, albita y anfíboles además de calcita hidrotermal y pirocloro (figura 3.2.18, 3.2.19).



Figura 3.2.18. Afloramiento de brechas con una matriz alcalina y fragmentos de carbonatitas que afloran en la zona noroeste del complejo (punto de muestreo MV-124).



Figura 3.2.19. Muestra MV-122a. Muestra serrada y preparada para realizar lámina delgada. Matriz alcalina de grano fino y oscura, con fragmentos de calciocarbonatita.

3.2.6. DIQUES ALCALINOS

Los diques alcalinos de Monte Verde se distribuyen describiendo un anillo que envuelve la intrusión central (figura 3.2.4). Cortan a las unidades plutónicas centrales, además de a los granitos fenitizados y a los diques anulares de brechas (figura 3.2.9, 3.2.20, 3.2.21).

3.2.6.1. Traquitas de feldespató alcalino con sodalita

Son diques anulares de anchura muy variable, generalmente en el orden métrico a decamétrico. Se trata de rocas de color gris oscuro con una textura porfídica con escasos fenocristales diseminados de tamaño milimétrico entre una matriz afanítica (figura 3.2.22). Están compuestas por fenocristales de augita, kaersutita, anortoclasa y ulvöspinel diseminados en una matriz afanítica. Ésta presenta cristales de tamaño comprendido entre 10 y 50 micras de sanidina y anortoclasa con cantidades inferiores de augita titánica y sodalita. En los diques que cortan la unidad central se han identificado algunos granos de loparita y lâvenita, de grano muy fino además de sulfuros como galena y pirrotina.

Se ha identificado otro tipo de facies con una matriz formada por cristales aciculares de biotita rica en Ti y augita titánica, además de sanidina sin anortoclasa. Presenta vesículas rellenas por zeolitas secundarias que también están reemplazando los minerales de la matriz.

3.2.6.2. Traquitas nefelínicas

Sus características de afloramiento son similares a las de los otros diques. Los diques de traquitas nefelínicas aparecen generalmente cortando las sienitas nefelínicas y foidolitas que conforman la unidad central. En muestra de mano presentan una tonalidad entre rosada, gris y verde debido a la presencia de feldespató potásico, nefelina y augita egirínica, fases mayoritarias en la roca (figura 3.2.23). De este modo, estos diques están formados por fenocristales de las fases anteriores con cantidades accesorias de titanita, ulvöspinel y sorosilicatos de Na-Ti-Ce-Zr, del grupo de la eudialita y la rinkita.

La matriz es de grano fino y contiene la misma asociación mineral aunque con augita egirínica tardía, además de sodalita, cancrinita y albita. Entre la albita se hallan algunos carbonatos y fosfatos de REE.



Figura 3.2.20. Vista general con afloramientos de diques de tefritas fonolíticas que cortan la unidad de brechas en la parte occidental del complejo.



Figura 3.2.21. Afloramiento de traquitas nefelínicas localizado en el centro del complejo.



Figura 3.2.22. Muestra MV-107 serrada y preparada para realizar lámina delgada. Traquita de feldespatos alcalinos y sodalita, con matriz afanítica de tono oscuro.



Figura 3.2.23. Muestra MV-242 serrada y preparada para realizar lámina delgada. Traquita nefelinica de tamaño de grano fino y tono gris verdoso.

3.2.6.3. Tinguaitas y latitas

Se trata de diques que ocupan escasos afloramientos en el complejo. Ambos tipos tienen una tonalidad entre marrón y gris claro con una textura porfídica debido a la presencia de fenocristales de sanidina entre la matriz fina.

Las tinguaitas cortan a la unidad de granitos fenitizados. Corresponden a una variedad de fonolita que presenta sanidina y nefelina como fenocristales principales. La matriz, además, presenta cristales aciculares de augita egirínica característicos y que describen una textura tinguaitica.

Por otra parte, las latitas se localizan solo en la parte SW del complejo y se encuentran en forma de diques anulares alrededor del anillo de cuarzomonzonitas de Sulima (figura 3.2.4). Presentan sanidina y plagioclasa como fases mayoritarias formando fenocristales y constituyendo la matriz. Además, contienen cantidades accesorias de cuarzo de grano fino y diseminado.

3.2.7. SILICIFICACIÓN

En la parte S-SE del anillo formado por rocas fenitizadas se ha identificado un reemplazamiento por cuarzo secundario que rellena fracturas tardías. El cuarzo es alotriomórfico de tamaño de grano variable y aspecto nítido. Además, aparecen óxidos de hierro de tonalidad rosada juntamente con el cuarzo (figura 3.2.24, 3.2.25).



Figura 3.2.24. Afloramiento de rocas fenitizadas y reemplazadas por cuarzo secundario en la parte oriental del complejo (punto de muestreo MV-224).



Figura 3.2.25. Muestra MV-224 serrada y preparada para realizar la lámina delgada. Muestra con abundante cuarzo de tono gris reemplazando la roca fenitizada.



Figura 3.2.26. Vista panorámica de la parte central del complejo con una cobertera vegetal entre los depósitos aluviales.



Figura 3.2.27. Afloramiento de la zona de cobertera en la parte norte del complejo formada por depósitos de arcillas de coloraciones rojizas (punto de muestreo MV-200).

3.2.8. DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES

La parte centro y noroeste del complejo forma un valle ocupado por torrentes con depósitos aluviales alrededor. Encima de éstos se observan depósitos coluviales en los que se ha formado una cobertera vegetal potente (figura 3.2.26). Se han formado depósitos de arcillas de grano fino y tonalidad rojiza que contienen también fragmentos de rocas caídos de las distintas demás unidades del complejo (figura 3.2.27).

3.3. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS ALCALINAS DE MONTE VERDE

En el complejo de Monte Verde las rocas intrusivas ocupan la zona central del complejo anular y constituyen los relieves principales de la zona. Se han identificado rocas intrusivas de composición alcalina y subsaturadas en cuarzo. Se han descrito rocas de tipo foidolita, compuestas por nefelina como tectosilicato mayoritario, con proporciones inferiores de sodalita, sin feldespatos potásico y con minerales máficos en proporciones variables. Por orden de menor a mayor abundancia de máficos se ha diferenciado entre urtitas, ijolitas y melteigitas. Además, se han determinado rocas con feldespato potásico, nefelina y menor sodalita que corresponden a sienitas nefelínicas.

3.3.1. URTITAS

Las urtitas comparten afloramiento con las sienitas nefelínicas y presentan un tono gris más oscuro que éstas. Su textura es equigranular, fanerítica y holocristalina, con nefelina como mineral mayoritario y proporciones inferiores de clinopiroxenos y anfíboles alcalinos y minerales accesorios. La distribución de los minerales describe una textura típicamente agpaítica en el cual los minerales máficos se disponen alrededor de cristales de nefelina de tendencia euhedral (figura 3.3.1, 3.3.2).



Figura 3.3.1. Muestra de mano MV-117 correspondiente a urtita serrada, lista para realizar lámina delgada.



Figura 3.3.2. Muestra de mano MV-a2 correspondiente a urtita serrada, lista para realizar lámina delgada.

La nefelina es el mineral mayoritario en estas rocas (en las que aparece en proporciones superiores al 90% modal). Forma cristales no zonados, subidiomórficos y de hábito prismático corto. Su tamaño de grano puede alcanzar algunos milímetros. Por lo general, se distinguen en ella exsoluciones vagamente rectangulares de kalsilita de algunas decenas de micras de diámetro, con aspecto “patchy” (figura 3.3.3, 3.3.4). No está maclada; puede presentar alteración a cancrinita de tamaño de grano fino; en este caso, sus cristales acostumbran a mostrar un aspecto más turbio.

El clinopiroxeno, de composición correspondiente a augita egirínica, representa una fase minoritaria (entre el 3-5% modal). Forma cristales de tamaño comprendido entre 1 y 5 milímetros, alotriomórficos a hipidiomórficos con hábito prismático corto, de tono verdoso con fuerte pleocroísmo entre verde claro y oscuro. Presenta una zonación concéntrica, manifiesta por su variación cromática desde tonos de verde claro en el centro a tonos de verde más oscuros en los bordes de grano. Estos clinopiroxenos se distribuyen de forma intersticial entre los fenocristales de nefelina, pudiendo tener inclusiones de ulvöspinela, pero quedan incluidos en titanita (figura 3.3.5 3.3.6).

Por otra parte, el clinopiroxeno está reemplazado por anfíboles ricos en componente kaersutita, especialmente en los bordes de grano. Este anfíbol sódico-cálcico rico en titanio, de tonalidad entre marrón y rojizo con un fuerte pleocroísmo, acostumbra a ser pseudomórfico de los piroxenos o bien ocupa posiciones intersticiales entre la nefelina, pudiendo alcanzar proporciones por debajo del 3% modal. No es rara la presencia de maclado simple en estos cristales. En algunos granos el grado de reemplazamiento del piroxeno por anfíbol es total (figura 3.3.7, 3.3.8). También se ha identificado una alteración secundaria de piroxenos por anfíboles alcalinos del grupo de la arfvedsonita. Estos últimos presentan una tonalidad entre verde oscuro y azulado (figura 3.3.9, 3.3.10). La titanita representa una fase mucho más minoritaria (menos del 1% modal) generalmente asociada al clinopiroxeno y distribuida de forma intersticial entre los bordes de nefelina, pudiendo llegar a ser ligeramente poiquilítica, englobando cristales de nefelina y augita egirínica.

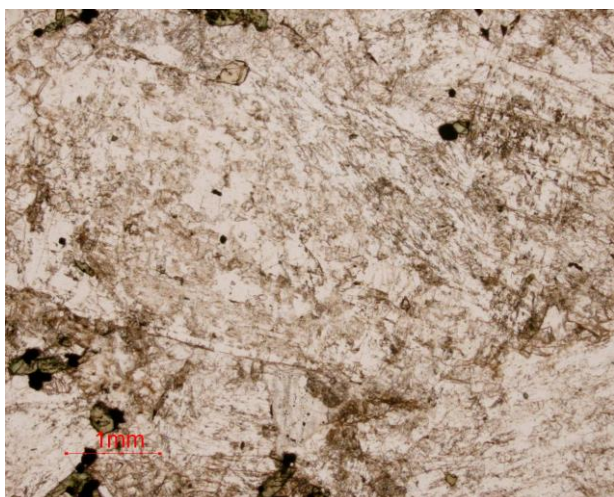


Figura 3.3.3. Muestra MV-241. PPL. Cristal milimétrico de nefelina con exsoluciones. Presenta un aspecto turbio. Augita egirínica en los bordes (tono verdoso y grano fino).

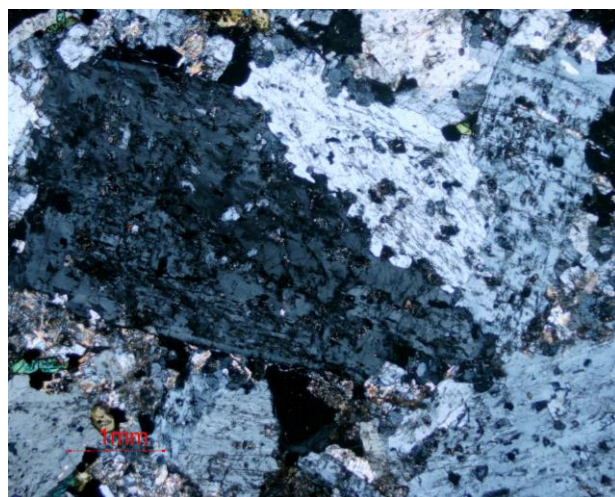


Figura 3.3.4. Muestra MV-241. Imagen anterior con polarizadores cruzados. Nefelina con exsoluciones de kalsilita. La augita egirínica presenta colores de 2° orden.



Figura 3.3.5. Muestra MV-116. PPL. Augita egirínica con ulvöspinela entre nefelina. Definen una textura agpaítica.

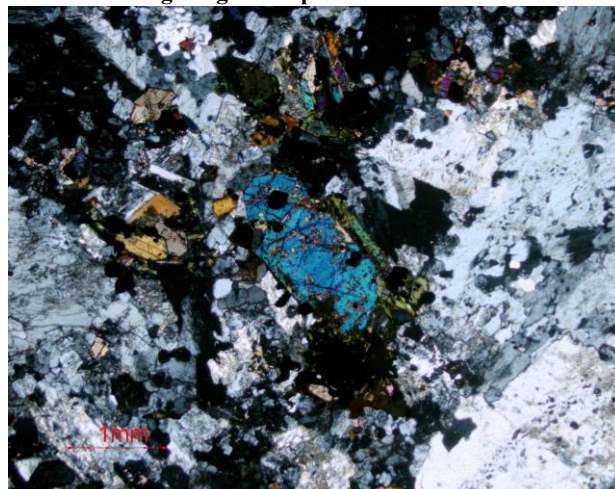


Figura 3.3.6. Muestra MV-116. PPL. Augita egirínica (colores de 2° orden) con ulvöspinela entre nefelina.

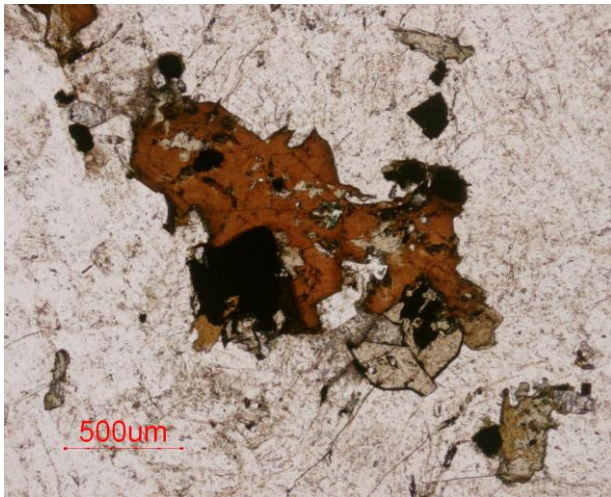


Figura 3.3.7. Muestra MV-239. PPL. Kaersutita (tono marrón rojizo) reemplazando cristal de augita egrínica con ulvöspinel y titanita entre cristales de nefelina.

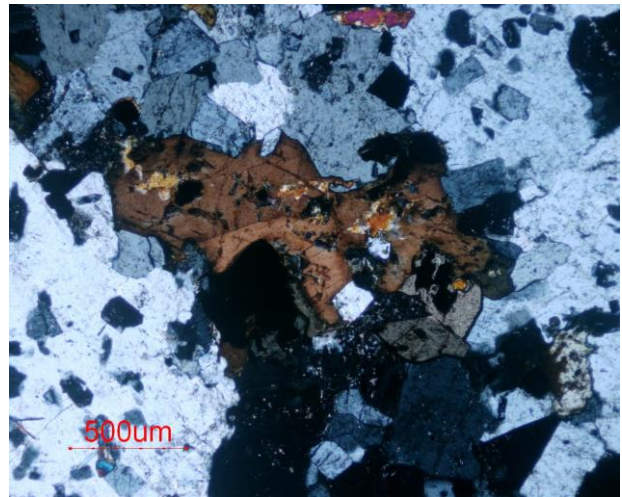


Figura 3.3.8. Muestra MV-239. Imagen anterior, nicoles cruzados. Kaersutita reemplazando augita egrínica entre cristales de nefelina con kalsilita.

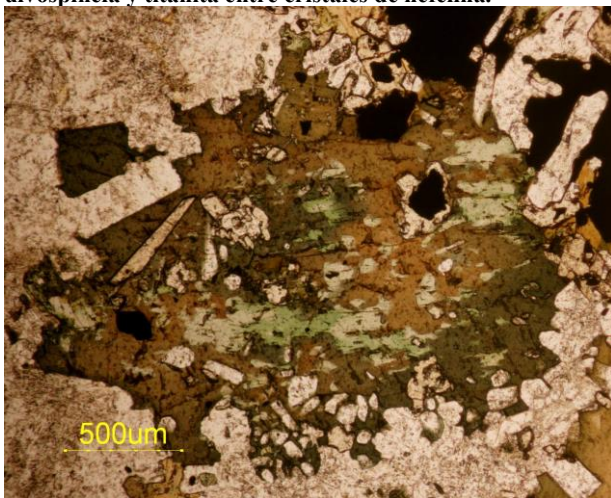


Figura 3.3.9. Muestra MV-116. PPL. Augita egrínica, con inclusiones de titanita (idiomórfica, tono rosado) y nefelina, reemplazada por anfíboles alcalinos.

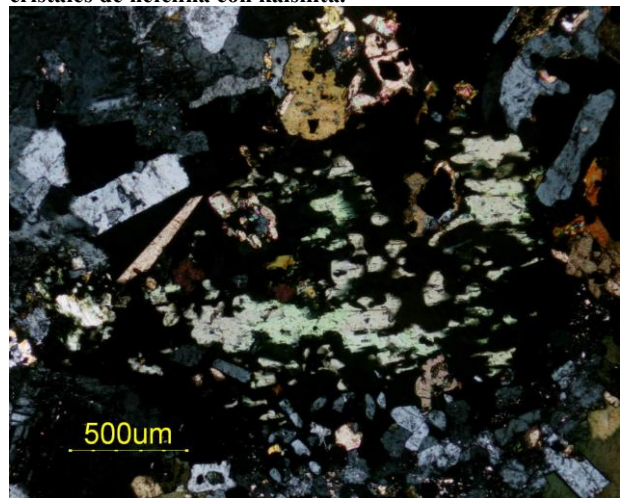


Figura 3.3.10. Muestra MV-116. Imagen anterior, nicoles cruzados.

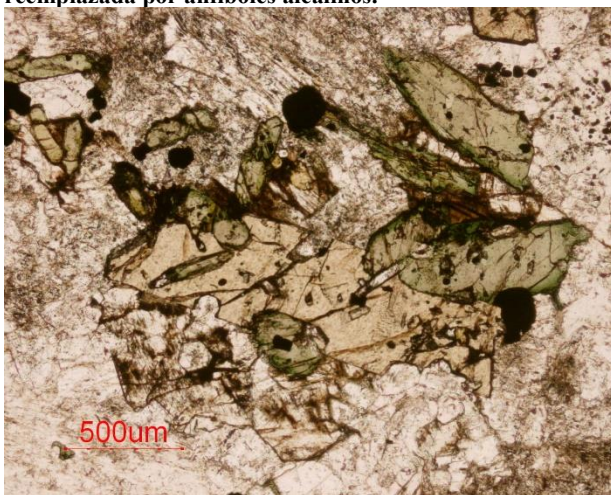


Figura 3.3.11. Muestra MV-116. PPL. Titanita poiquilítica en el centro de la imagen englobando augita egrínica y ulvöspinel. Entre nefelina.

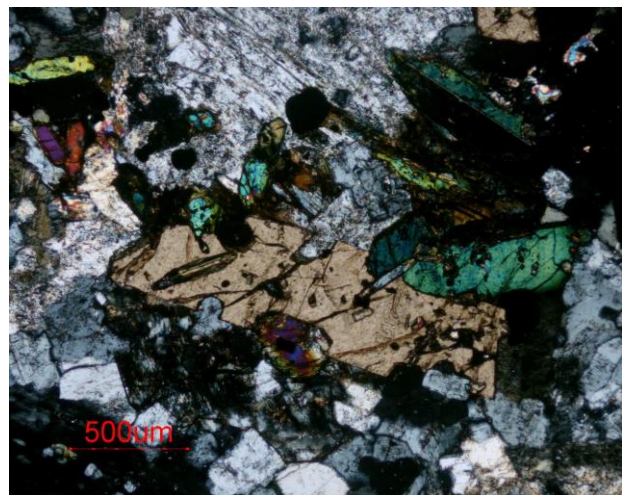


Figura 3.3.12. Muestra MV-116. Imagen anterior, nicoles cruzados. Augita egrínica (colores de 2n orden), entre titanita (4° orden), nefeli y minerales opacos.

Los cristales son de idiomórficos con la típica sección en forma de rombo a irregulares (figura 3.3.11, 3.3.12), de tono entre marrón claro y rosado, fuerte relieve y una birrefringencia alta con polarizadores cruzados; no se aprecia en ellos ni zonación ni maclado.

Por otra parte, hay menores cantidades de minerales opacos que cocrystalizan con augita egirínica y titanita (en conjunto, menos del 3% modal). En primer lugar, cristales subidiomórficos de ulvöspinel (figura 3.3.13, 3.3.14). Tienen forma redondeada y tamaño de grano inferior al milímetro. No se observan exsoluciones en los mismos. Por otra parte, se han identificado sulfuros que cocrystalizan en equilibrio con los silicatos (texturas de bordes curvos y puntos triples), o bien intersticiales, dispuestos entre nefelina y augita egirínica. Se trata de pirrotina policristalina, en forma de cristales alotriomórficos; en ella no se ha localizado llamas de pentlandita. (figura 3.3.14).

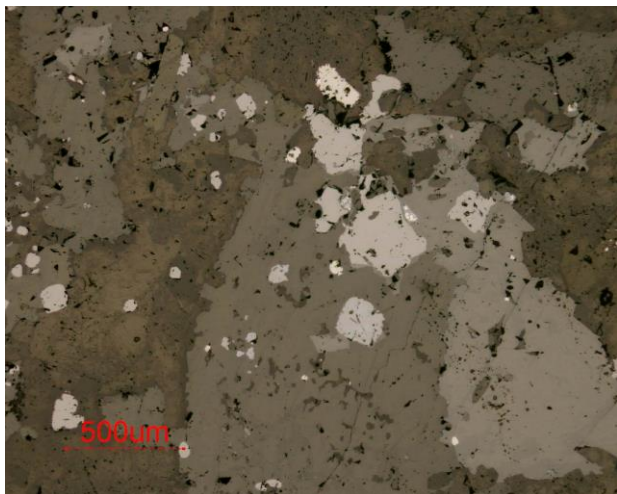


Figura 3.3.13. Muestra MV-116. Imagen con luz reflejada. Ulvöspinel (reflectividad baja) y pirrotina (reflectividad más alta) en augita egirina y nefelina (más oscura)



Figura 3.3.14. Muestra MV-116. Imagen con luz reflejada. Ulvöspinel (reflectividad baja) y pirrotina (reflectividad más alta) entre augita egirina y nefelina (más oscura).

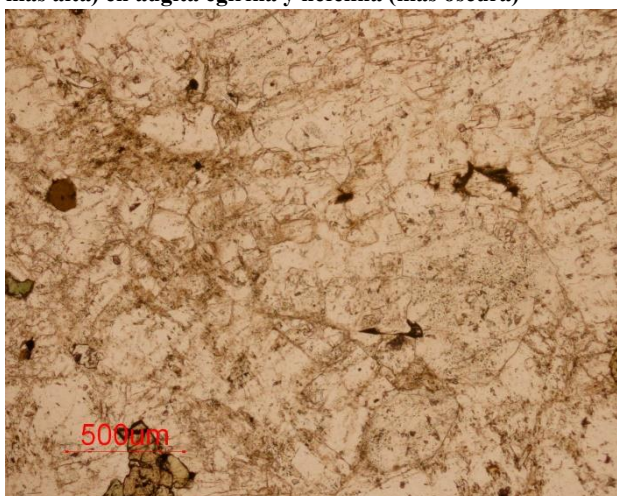


Figura 3.3.15. Muestra MV-a2. PPL. Nefelina mayoritaria entre sodalita.

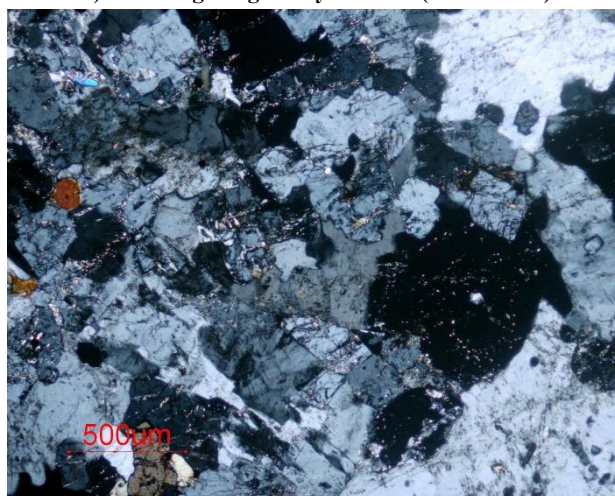


Figura 3.3.16. Muestra MV-a2. Imagen anterior con analizador. Sodalita isótropa (parte derecha de la imagen).

Finalmente, por lo menos en una de las muestras se han localizado pequeñas cantidades de cristales alotriomórficos de sodalita (menos del 5% modal) entre nefelina, de relieve ligeramente superior e isótopos con analizador (figura 3.3.15, 3.3.16). Parecen ser poiquilíticos y englobar cristales de nefelina.

3.3.2. MELTEIGITAS

Las melteigitas comparten afloramiento con sienitas nefelínicas, urtitas e ijolitas. Presentan un tono verde oscuro característico debido a que contienen abundantes minerales máficos. Su textura, como en el caso de las urtitas y sienitas nefelínicas, es equigranular, fanerítica y holocristalina. Los

minerales mayoritarios son augita egrínica y nefelina, con proporciones accesorias de anfíboles y titanita (figura 3.3.17, 3.3.18), por lo que en afloramiento acostumbran a estar alterados, con desarrollo de cortezas de hidróxidos de hierro).



Figura 3.3.17. Muestra de mano MV-105 correspondiente a melteigita, serrada lista para realizar lámina delgada.



Figura 3.3.18. Muestra de mano MV-114b correspondiente a melteigita, serrada lista para realizar lámina delgada.

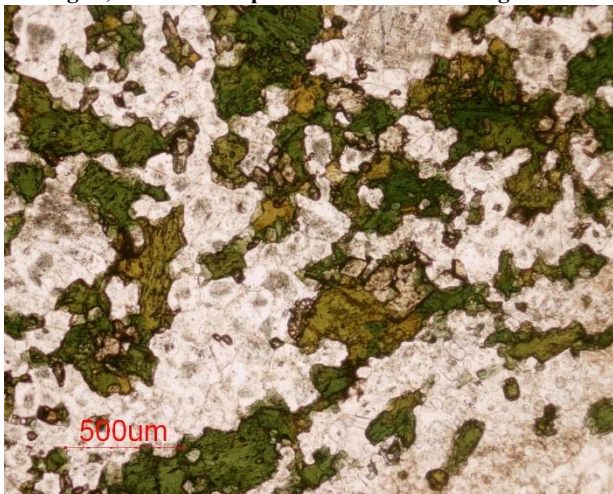


Figura 3.3.19. Muestra MV-114b. PPL. Augita egrínica y titanita envolviendo granos de nefelina idiomórfica. La textura es típicamente agpaítica.

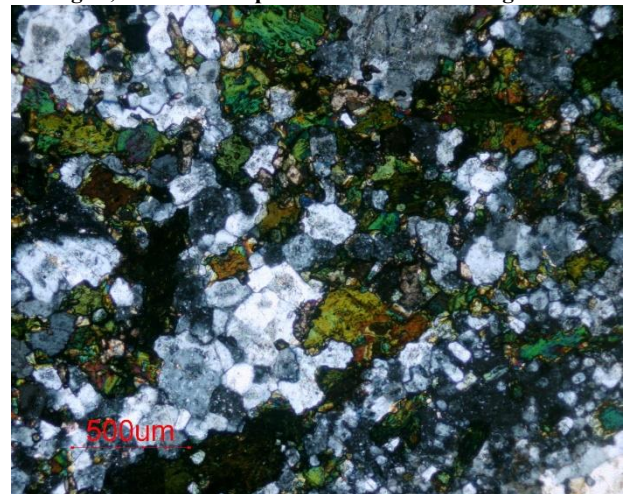


Figura 3.3.20. Muestra MV-114b. Imagen anterior con nicols cruzados. Augita egrínica y titanita envolviendo granos de nefelina idiomórfica.

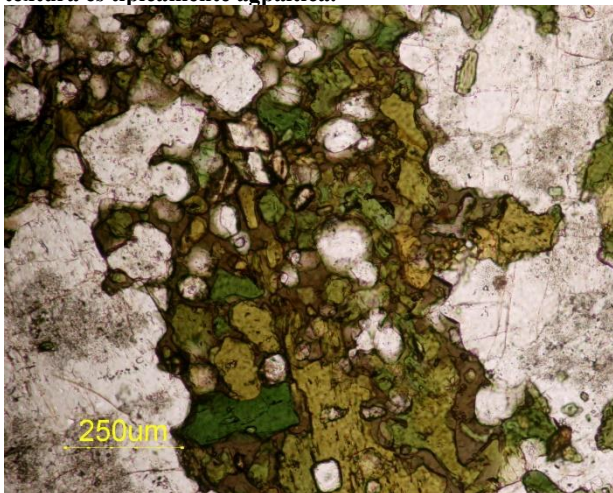


Figura 3.3.21. Muestra MV-114b. PPL. Augita egrínica intercrecida y con inclusiones de nefelina. Reemplazada por anfíbol secundario de tono marrón oscuro.

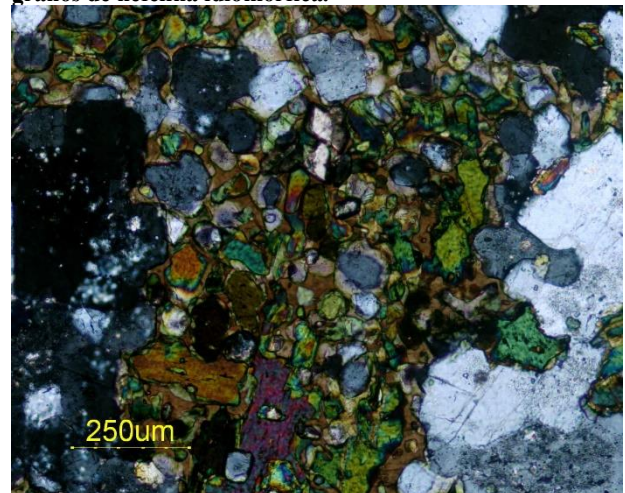


Figura 3.3.22. Muestra MV-114b. Imagen anterior con polarizadores cruzados. Augita egrínica presenta colores de 2º orden, entre nefelina de tonos grises.

En estas rocas el clinopiroxeno es un mineral mayoritario (40-50% modal), y tiene composiciones dentro del rango de la augita egrínica. Forma granos subidiomórficos a alotriomórficos que pueden presentar un tamaño de varios milímetros, generalmente dispuestos envolviendo cristales de nefelina y definiendo una textura agpaítica (figura 3.3.19, 3.3.20). La augita egrínica presenta un color entre marrón y verde con un fuerte pleocroísmo. En nícoles cruzados presenta una zonación irregular. Contiene abundantes inclusiones redondeadas de nefelina y titanita en su interior (3.3.21, 3.3.22). Como ocurre en las urtitas, el piroxeno puede estar reemplazado por anfíboles alcalinos de tonalidad marrón oscuro (3.3.21, 3.3.22).

La nefelina representa una fase asimismo dominante (40-50% modal). Forma cristales subidiomórficos de hábito prismático corto, aunque también pueden ser alotriomórficos. Presenta un tamaño de grano inferior al milímetro (figura 3.3.23, 3.3.24). El núcleo de los cristales tiene un aspecto ligeramente más turbio que los bordes, lo que revela cambios composicionales y, por tanto zonado. No contienen inclusiones de otros minerales en su interior, ni exsoluciones. La nefelina puede estar reemplazada por cancrinita de grano fino de tonalidad marrón muy pálido (figura 3.3.25). Este último mineral presenta una birrefringencia alta en nícoles cruzados (figura 3.3.26).

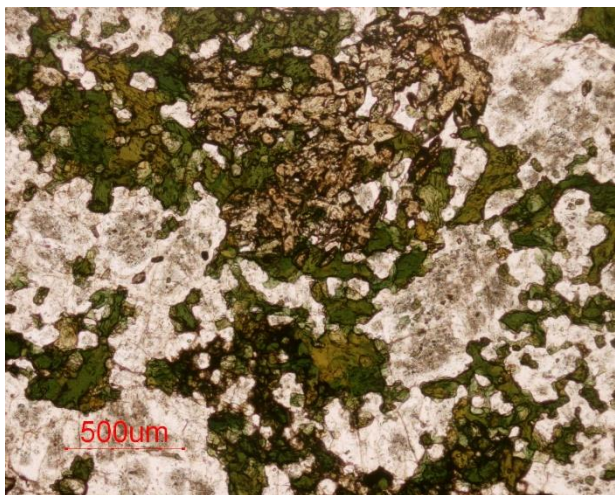


Figura 3.3.23. Muestra MV-114b. PPL. Nefelina envuelta por cristales de augita egrínica (verdosa-marrón) y titanita (de tono rosado) intercrecidos.

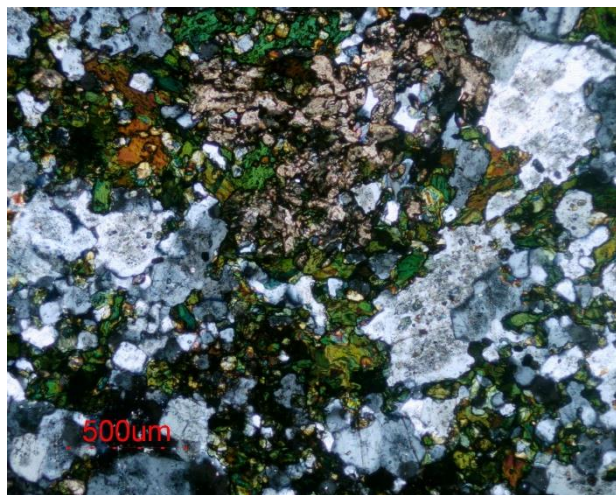


Figura 3.3.24. Muestra MV-114b. Imagen anterior, nícoles cruzados. La augita egrínica envuelve cristales de nefelina que muestran zonación.

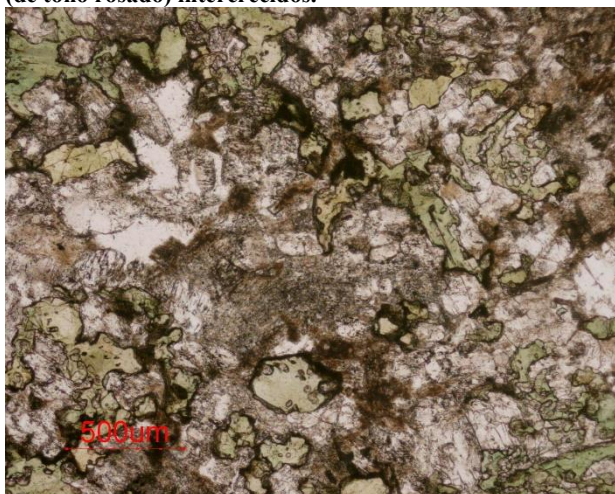


Figura 3.3.25. Muestra MV-102. PPL. Nefelina reemplazada por cancrinita secundaria (tono marrón claro y aspecto turbio) entre augita egrínica y sodalita.

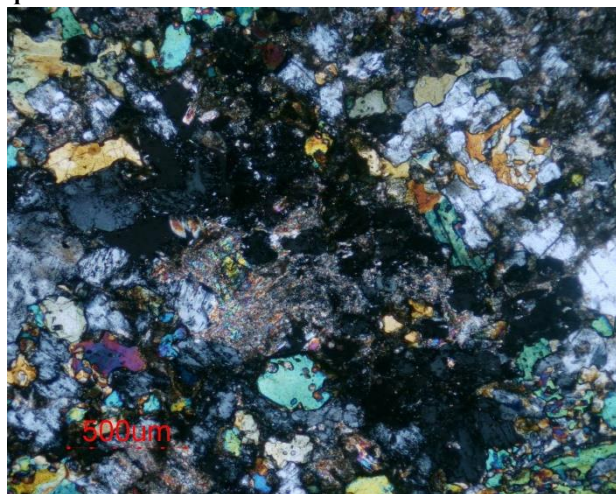


Figura 3.3.26. Muestra MV-102. Imagen anterior en nícoles cruzados. La cancrinita tiene alta birrefringencia, la sodalita es isótropa, la augita egrínica da colores de 2n orden.

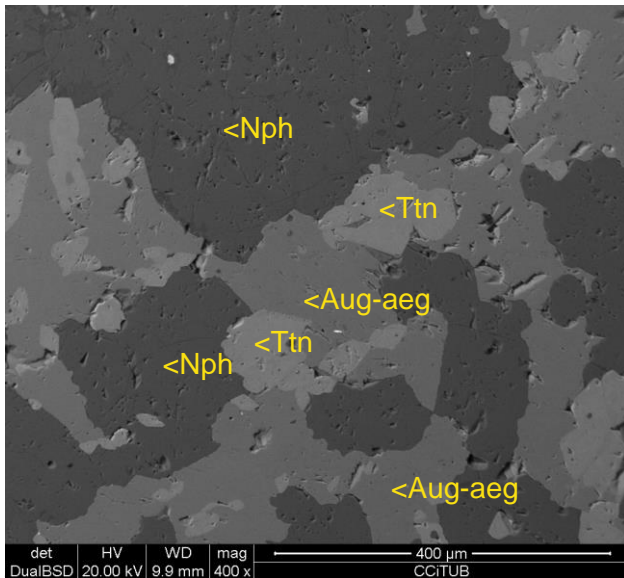


Figura 3.3.27. Muestra MV-114b. Imagen de SEM, modo BSE. Intercrecimiento de titanita entre augita egirínica envolviendo nefelina.

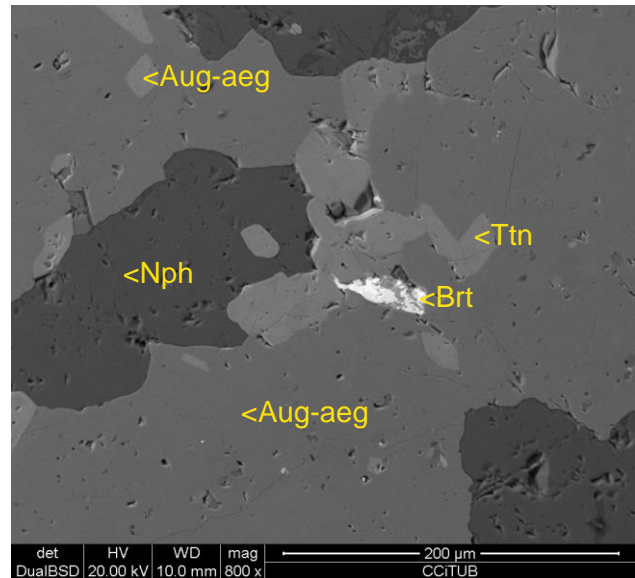


Figura 3.3.28. Muestra MV-114b. Imagen de SEM modo BSE. Augita egirínica mayoritaria con inclusiones de titanita. Britholita-Ce.

De forma intersticial entre nefelina y con tamaño de grano similar al de este mineral, se observan cristales alotriomórficos de sodalita. Son incoloros, de aspecto nítido y se distinguen por su isotropía con polarizadores cruzados (figura 3.3.26). Su proporción es escasa (menos del 4% modal)

La titanita se encuentra como fase minoritaria (menos del 3% modal), asociada al clinopiroxeno. Ambos minerales se forman posteriormente a la nefelina (figura 3.3.23, 3.3.24). Presenta cristales subidiomórficos diseminados o también como inclusiones dentro de augita egirínica (figura 3.3.27), de tonalidad rosada con un pleocroísmo marcado en lámina delgada. Mediante imágenes de SEM modo BSE se aprecia una ligera zonación irregular, la cual es debida a la variación de las proporciones de Fe, Ti y Nb.

De forma muy minoritaria entre titanita, se han identificado algunos granos de britholita-(La) alotriomórficos de tamaño de grano inferior a 100 micras (figura 3.3.28).

En algunas de las melteigitas se han observado cantidades accesorias de micas de la serie flogopita-tetraferroflogopita con una tonalidad entre roja y anaranjada, con un fuerte pleocroísmo y de tamaño fino, inferior a 300 micras de longitud (figura 3.3.29). Presentan una extinción recta y colores de interferencia enmascarados con polarizadores cruzados (figura 3.3.30).

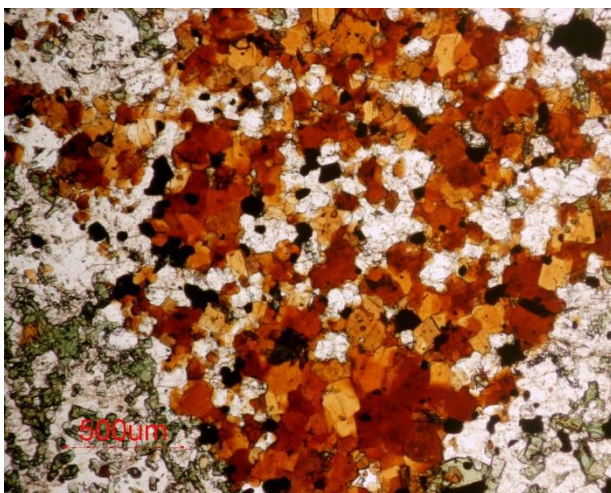


Figura 3.3.29. Muestra MV-105. PPL. Micromelteigita. Flogopita rica en Ti intercrecida entre nefelina, ulvöspinel y augita egirínica.

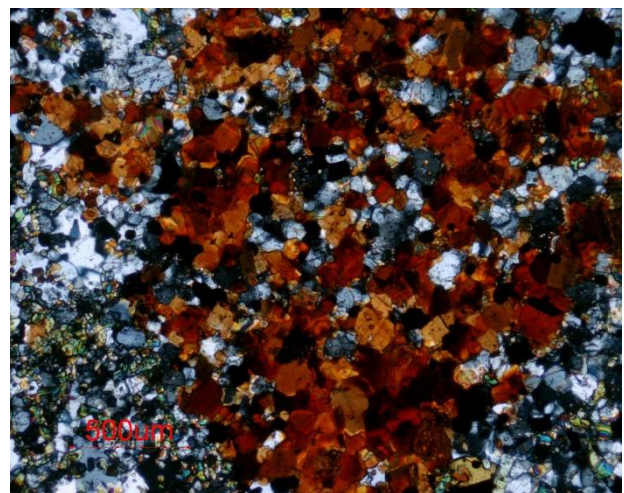


Figura 3.3.30. Muestra MV-105. Imagen anterior con nicoles cruzados. Flogopita rica en Ti intercrecida entre nefelina, ulvöspinel y augita egirínica.

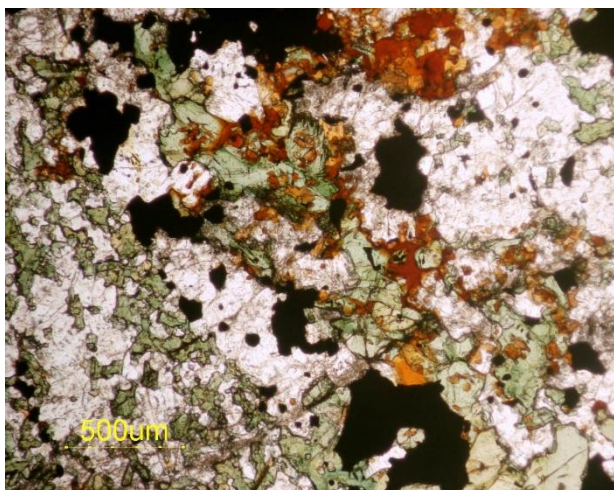


Figura 3.3.31. Muestra MV-105. PPL. Flogopita y ulvöspinel reemplazando augita egrínica entre nefelina.

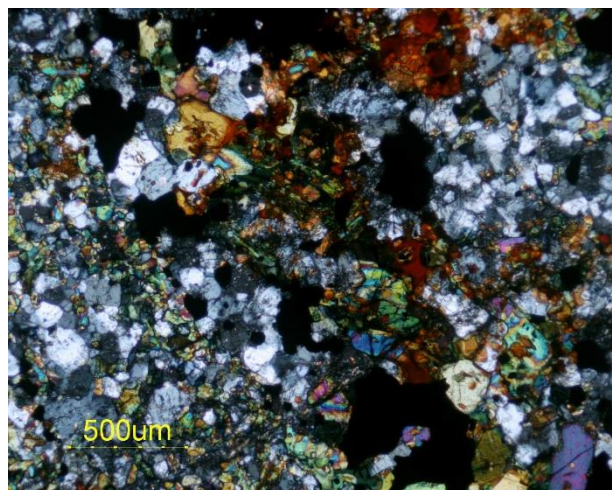


Figura 3.3.32. Muestra MV-105. Imagen anterior, nicoles cruzados. Flogopita y ulvöspinel reemplazando augita egrínica entre nefelina.

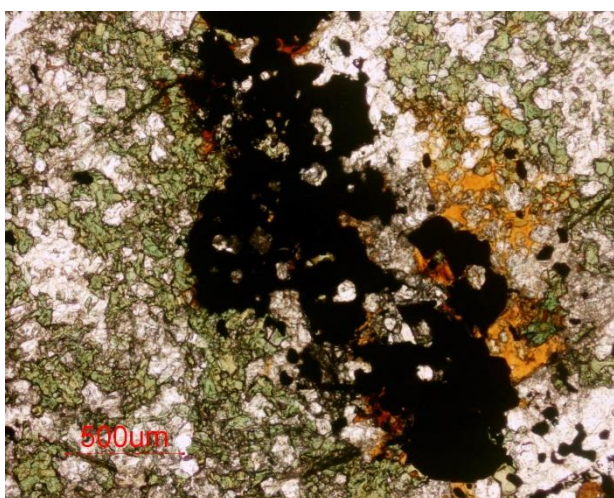


Figura 3.3.33. Muestra MV-105. PPL. Ulvöspinel reemplazando augita egrínica y biotita. La nefelina es intersticial y minoritaria.

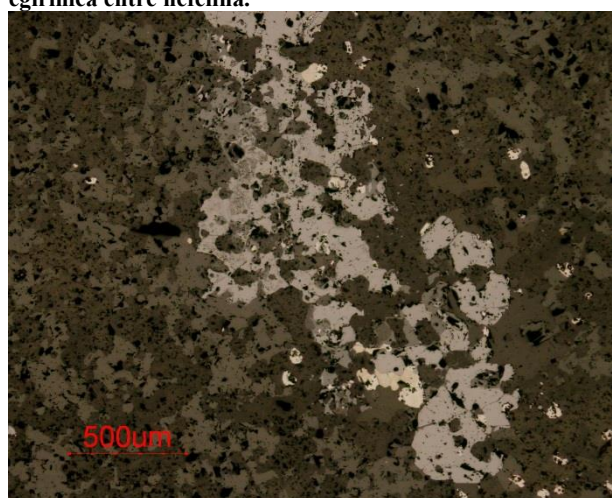


Figura 3.3.34. Muestra MV-105. Imagen anterior con luz reflejada. Ulvöspinel (reflectividad baja) reemplazando augita egrínica. Pirrotina intersticial (reflectividad media).

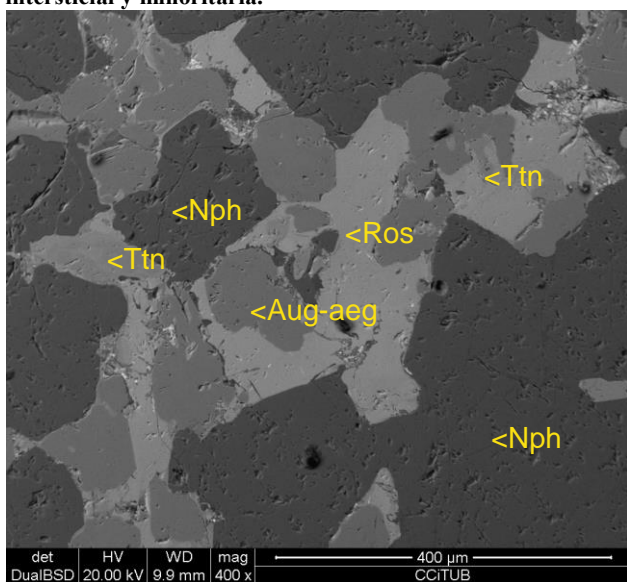


Figura 3.3.35. Muestra MV-114b. Imagen de SEM modo BSE. Rosenbuschita reemplazando augita egrínica y titanita, entre nefelina.

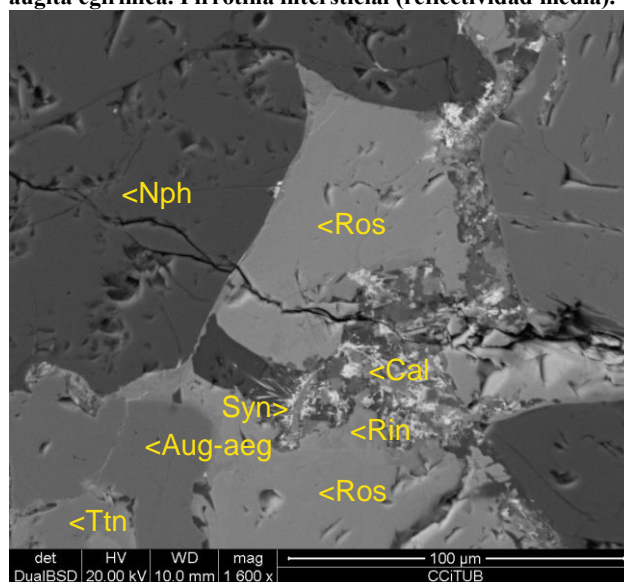


Figura 3.3.36. Muestra MV-114b. Imagen de SEM modo BSE. Rosenbuschita reemplazada por los bordes a rinkita y ambas fases por calcita y synchisita fibrosa.

De la misma forma que los anfíboles alcalinos, las micas son fases que reemplazan augita egirínica por los bordes de grano (figura 3.3.31, 3.3.32) y constituyen menos del 1% modal de la roca.

Las melteigitas con flogopita contienen minerales opacos. Se han identificado espinelas ricas en Ti que se acercan a composiciones del tipo de la ulvöspinel, de morfología irregular intercrecidas con augita egirínica, en los bordes de grano de la nefelina (menos del 3% modal; figura 3.3.33, 3.3.34). En luz reflejada no se distinguen exsoluciones o zonado en estos minerales. En asociación con las espinelas aparecen algunos granos de sulfuros (menos del 1% modal), como pirrotina anhedral (figura 3.3.34).

Se han identificado sorosilicatos de Na-Zr-Ti secundarios que reemplazan titanita y augita egirínica (figura 3.3.35). Se trata de fases de la serie de la rosenbuschita, que presenta altos contenidos en Na, Ti y Zr. Está reemplazada por los bordes a rinkita, fase secundaria y que indica una pérdida de Zr y enriquecimiento en Ce hacia los bordes de grano (figura 3.3.36). Rosenbuschita y rinkita son a su vez reemplazadas por calcita de grano fino intercrecida con carbonatos de Ce-La del grupo de la synchisita (figura 3.3.36).

3.3.3. IJOLITAS CON ANDRADITA

Las ijolitas comparten afloramiento con las anteriores foidolitas, siendo el término intermedio entre urtitas y melteigitas, con proporciones modales similares de nefelina y máficos. Su textura es equigranular, fanerítica y holocristalina. Son frecuentes las texturas simplectíticas entre minerales.

La nefelina forma cristales subidiomórficos de tamaño milimétrico, con hábito equigranular con inclusiones de kalsilita visibles con polarizadores cruzados. Localmente, puede presentar una alteración a cancrinita y mostrar un aspecto más turbio (figura 3.3.37, 3.3.38). También aparece intercrecida entre clinopiroxeno formando simplectitas (figura 3.3.39, 3.3.40, 3.3.41). Se han identificado dos tipos de clinopiroxenos: diópsido, incoloro-rosado y augita egirínica de tono verdoso y fuerte pleocroísmo. Ambos están intercrecidos entre nefelina (figura 3.3.42).

Las ijolitas contienen granate como una fase minoritaria que aparece ocupando los espacios intersticiales entre augita egirínica, diópsido y nefelina (figura 3.3.42). Se trata de granate cálcico de tipo andradita, de tono variable entre marrón anaranjado y rojizo debido a que presenta proporciones variables de Fe^{3+} y Ti^{4+} originando una zonación entre los términos extremos andradita y schorlomita (figura 3.3.43, 3.3.44).

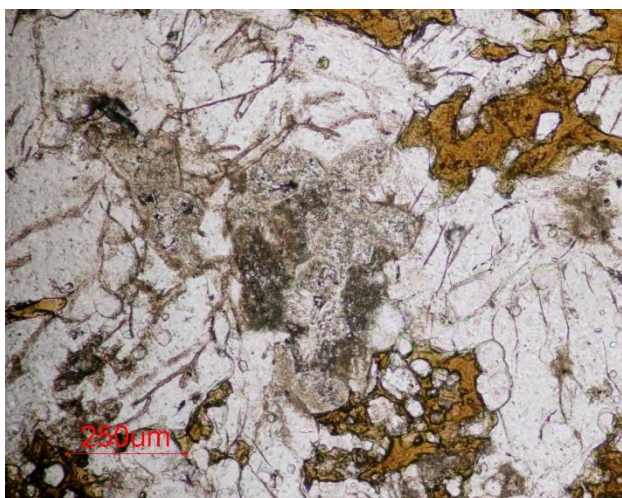


Figura 3.3.37. Muestra MV-104a. PPL. Nefelina reemplazada por cancrinita (centro de la imagen) e intercrecida entre andradita (tono marrón-anaranjado).

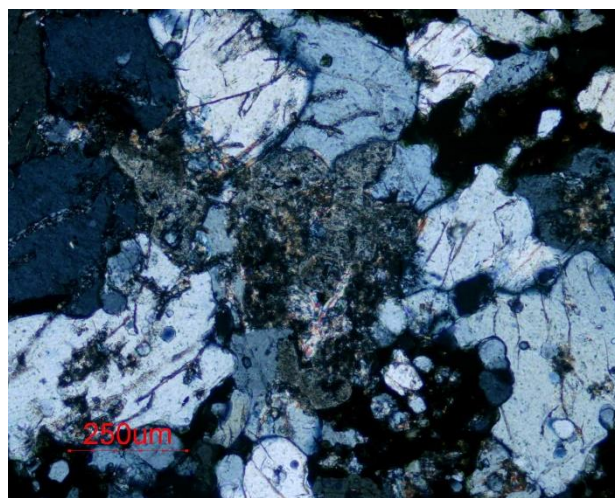


Figura 3.3.38. Muestra MV-104a. Imagen anterior, nicoles cruzados. Cancrinita de grano fino en el centro, nefelina y andradita isotropa.

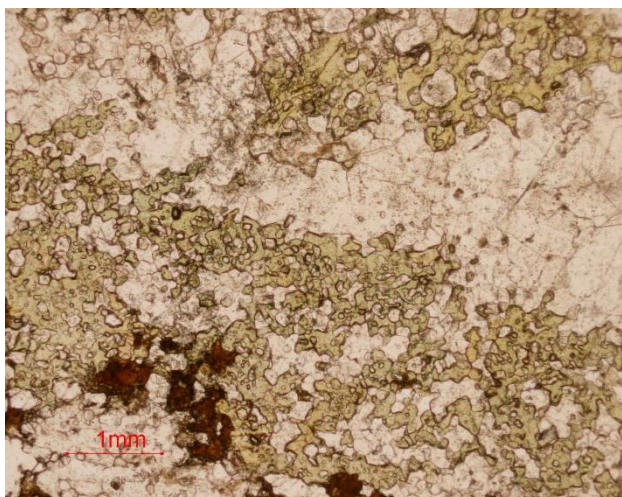


Figura 3.3.39. Muestra MV-104a. PPL. Aspecto general de ijolita. Nefelina intercrecida entre augita egirínica y andradita (tono marrón).

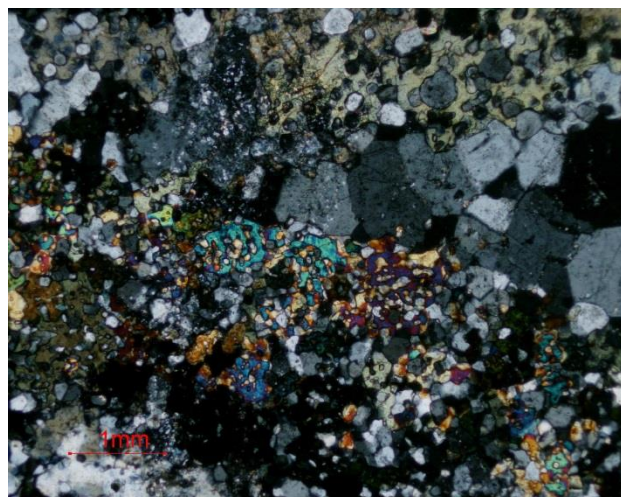


Figura 3.3.40. Muestra MV-104a. Imagen anterior, nicoles cruzados. Nefelina de grano grueso entre clinopiroxeno (colores de interferencia de segundo orden).

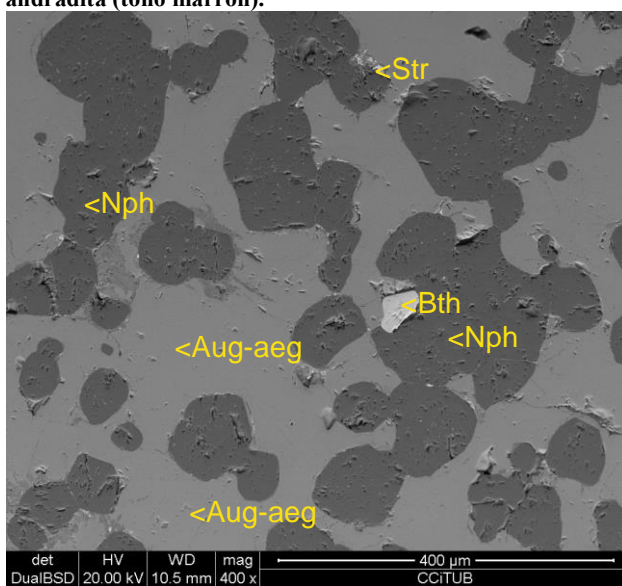


Figura 3.3.41. Muestra MV-104a, SEM modo BSE. Intercrecimiento entre augita egirínica (Aug-aeg) y nefelina (Nph), con britholita (Bth) y estroncianita secundaria (Str).

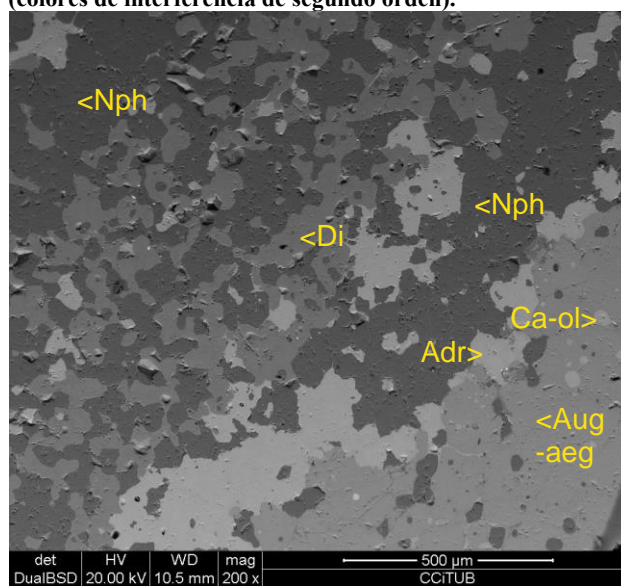


Figura 3.3.42. Muestra MV-104a. Imagen de SEM modo BSE. Intercrecimiento entre diópsido (Di), augita egirínica (Aug-aeg), nefelina (Nph) y andradita (Adr).

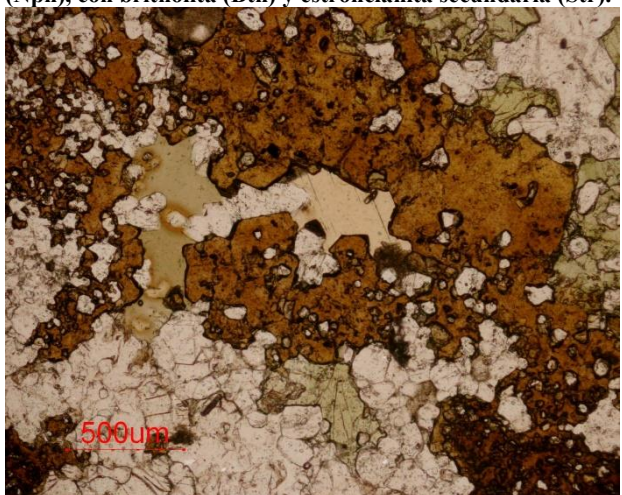


Figura 3.3.43. Muestra MV-104a. PPL. Andradita-schorlomita entre mica (tono verdoso-anaranjado), nefelina y augita egirínica.

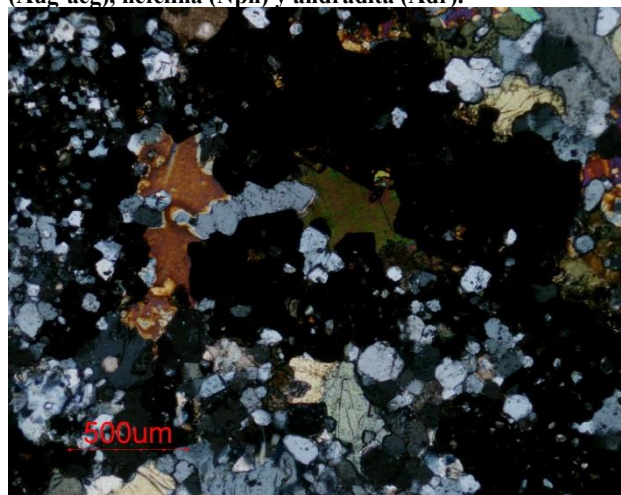


Figura 3.3.44. Muestra MV-104a. Imagen anterior con nicoles cruzados. Andradita-schorlomita isótropa entre flogopita y nefelina.

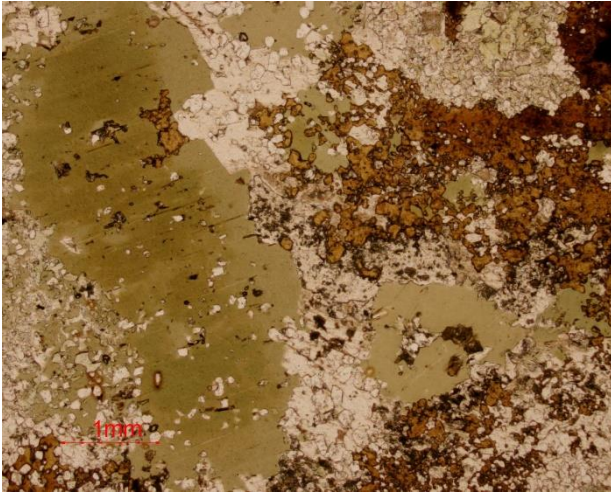


Figura 3.3.45. Muestra MV-104a. PPL. Annita intercrecida entre nefelina, augita egirínica y andradita. Tiene inclusiones de sodalita y andradita.



Figura 3.3.46. Muestra MV-104a. La imagen anterior con nicoles cruzados. Annita (colores de tercer orden) entre nefelina, augita egirínica y andradita (isótropa).

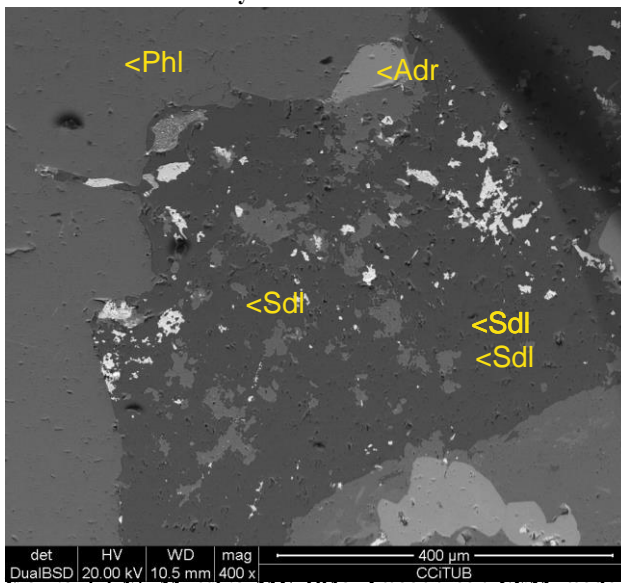


Figura 3.3.47. Muestra MV-104a. Imagen con SEM modo BSE. Sodalita (sdl) entre estroncianita secundarias reemplazando mica (Phl).

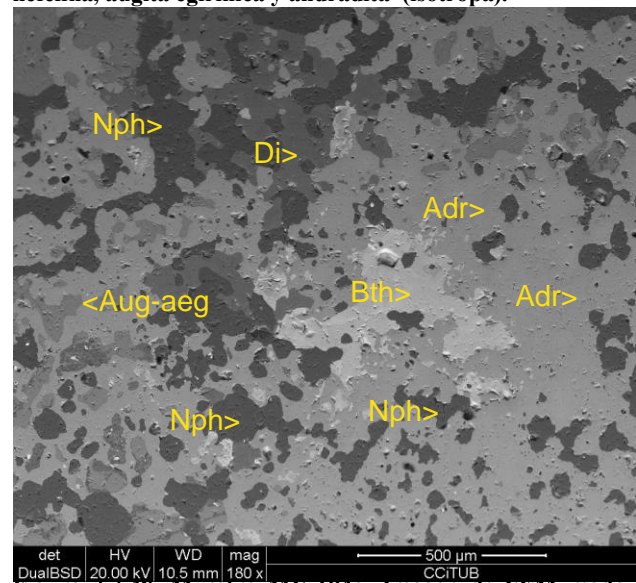


Figura 3.3.48. Muestra MV-104a. Imagen de SEM modo BSE. Andradita (Adr) con britholita (Bth) entre nefelina (Nph), diópsido (Di) y augita egirínica (Aug-aeg).

Las micas también son minerales accesorios comunes en las ijolitas. Se ha identificado cristales de flogopita-annita anédricos, de tamaño milimétrico, de tonalidad entre verde y marrón con fuerte pleocroísmo que crecen intersticiales entre las fases anteriores (figura 3.3.43, 3.3.44).

Presentan una zonación irregular, traducida en cambios en el tono de verde, que se debe a la variación entre los contenidos de Fe, Ti y Al desde el centro a la periferia (figura 3.3.45, 3.3.46). Contienen inclusiones de sodalita que está asociada a estroncianita, ambas fases secundarias (figura 3.3.47).

Se aprecia britholita-Ce intercrecida entre las fases anteriores, de morfología anédrica y aparentemente en equilibrio con las mismas (figura 3.3.41, 3.3.48).

3.3.4. SIENITAS NEFELÍNICAS CON ANDRADITA

Se trata de una intrusión situada en la parte nororiental, entre brechas carbonatíticas y fenitas que conforman uno de los anillos del complejo. Presentan una textura equigranular fanerítica y holocristalina y tamaño de grano grueso. Se caracterizan por contener granate cálcico abundante entre

feldespato potásico, nefelina y clinopiroxeno y un reemplazamiento secundario por cancrinita y calcita.



Figura 3.3.49. Muestra MV-216. PPL. Feldespato potásico (aspecto nítido), nefelina-cancrinita (aspecto marrón turbio) con andradita (rojizo oscuro) y augita egrínica.

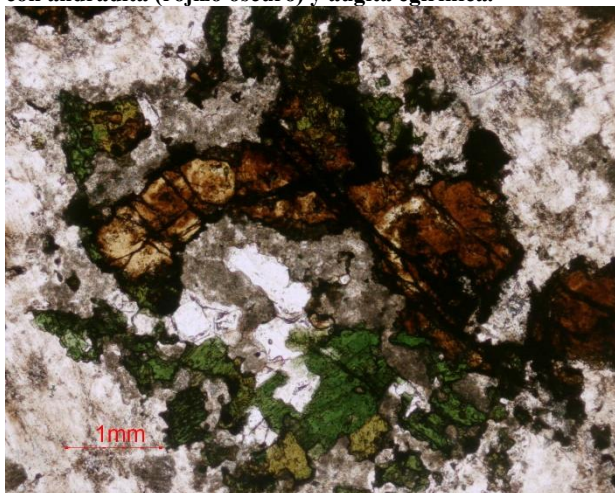


Figura 3.3.51. Muestra MV-216. PPL. Andradita (tono marrón-rojizo) entre augita egrínica (verdoso), nefelina alterada a cancrinita (aspecto marrón turbio) y feldespato potásico (más nítido).



Figura 3.3.53. Muestra MV-219. PPL. Andradita (zonada, en tonos marrón-rojizo) entre nefelina alterada a cancrinita (aspecto marrón turbio) y calcita.

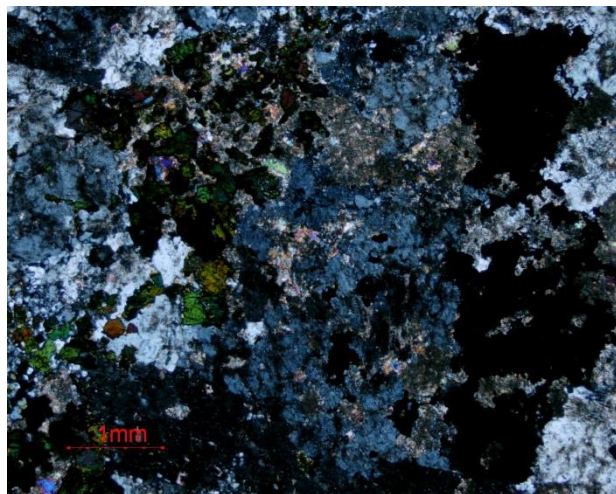


Figura 3.3.50. Muestra MV-216. Imagen anterior con analizador. Feldespato potásico, nefelina reemplazada por cancrinita (colores 3r orden).

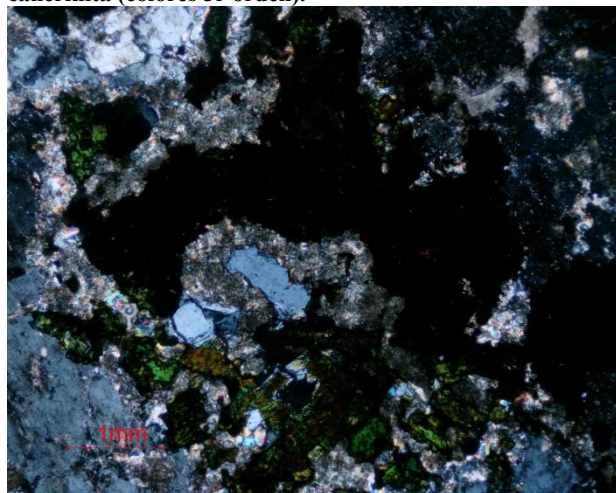


Figura 3.3.52. Muestra MV-216. Imagen anterior con polarizadores cruzados. Andradita isótropa, entre nefelina reemplazada por cancrinita y feldespatos.

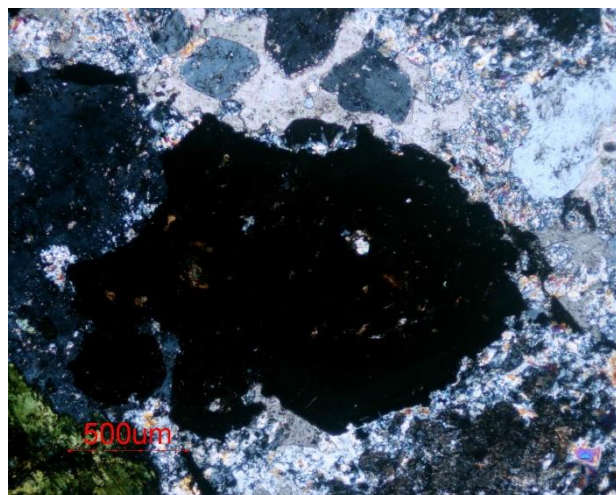


Figura 3.3.54. Muestra MV-219. Imagen anterior con nicols cruzados. Andradita isótropa, entre nefelina reemplazada por cancrinita y calcita.

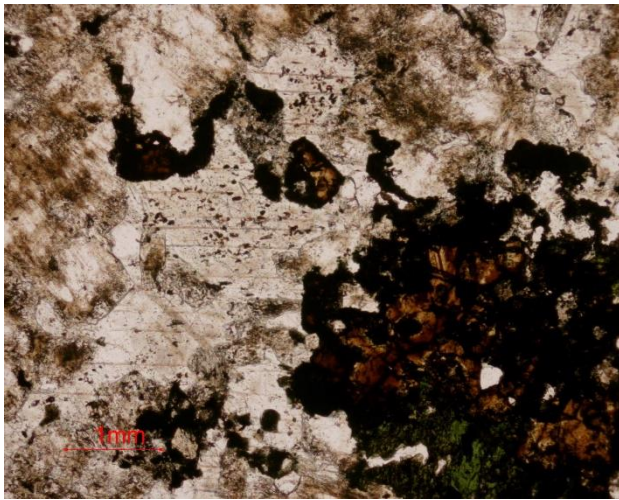


Figura 3.3.55. Muestra MV-216. PPL. Andradita (tono marrón-rojizo) entre calcita (parte centro-izquierda de la foto) y feldespato potásico.

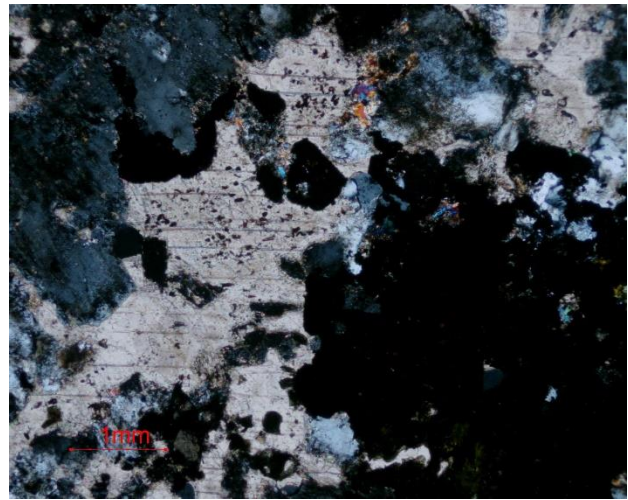


Figura 3.3.56. Muestra MV-216. Imagen anterior con nícoles cruzados. Andradita isótropa, entre calcita (alta birrefringencia, centro de la foto) y feldespato potásico.

La roca contiene abundante feldespato potásico alotriomórfico y de aspecto nítido (30-40% modal). Está intercrecido entre nefelina (40-50% modal) de aspecto muy turbio debido al reemplazamiento por cancrinita criptocristalina secundaria (figura 3.3.49, 3.3.50). Se identifica por sus colores de interferencia de tercer orden con polarizadores cruzados (figura 3.3.50, 3.3.52).

La augita egirínica (hasta 5% modal) aparece intercrecida entre feldespato potásico y nefelina, asociada a granate cálcico (figura 3.3.49, 3.3.51) y reemplazada por calcita secundaria. Puede reemplazar al granate por los bordes de grano en algunos puntos.

El granate cálcico es una fase accesoria importante (hasta 5-10% modal). Forma cristales euédricos, de tamaño milimétrico. Se distingue una zonación concéntrica que genera cambios de color, desde tono marrón claro a rojizo, producto de la variación entre las proporciones de Fe^{3+} y Ti entre los términos andradita y schorlomita (figura 3.3.51, 3.3.53). No existe anisotropía anómala en nícoles cruzados (figura 3.3.52, 3.3.54). En contacto con cancrinita secundaria, la andradita reacciona formando un borde de calcita con óxidos de hierro de grano fino disseminados.

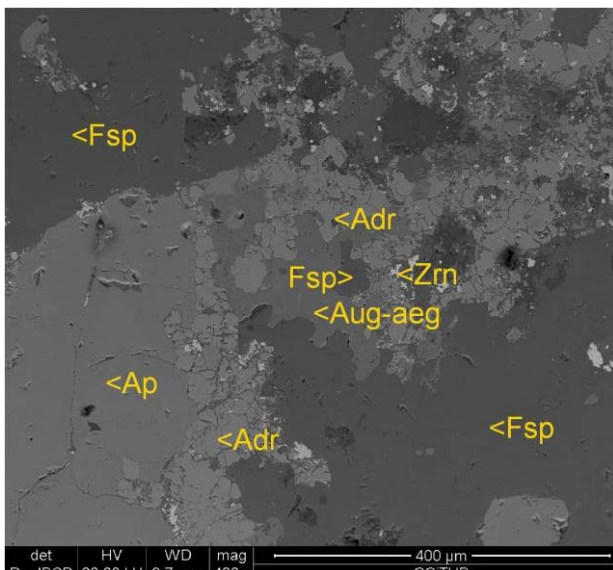


Figura 3.3.57. Muestra MV-216. Imagen con SEM modo BSE. Feldespato potásico (Fsp) con apatito (ap) y augita egirínica (Aug-aeg) reemplazados por intercrecimientos de andradita (Adr) y zircón en los bordes de grano.

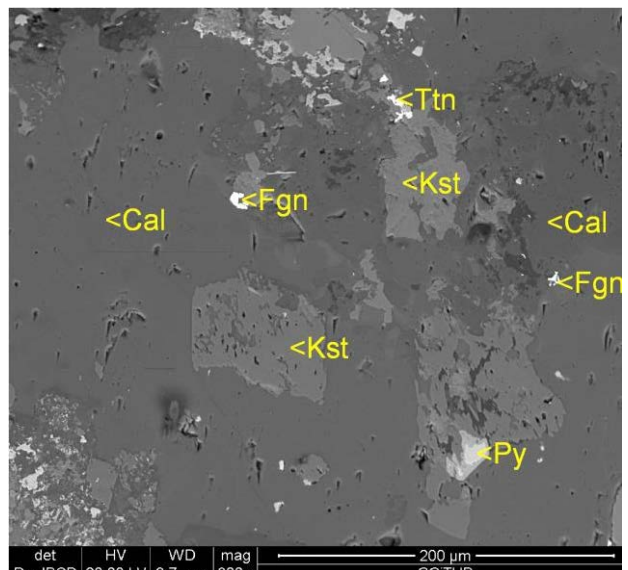


Figura 3.3.58. Muestra MV-216. Imagen de SEM modo BSE. Kaersutita (Kst) reemplazada por calcita (cal) y menores cantidades de pirita (py), fergusonita (fgn) y titanita (tnn) de grano fino.

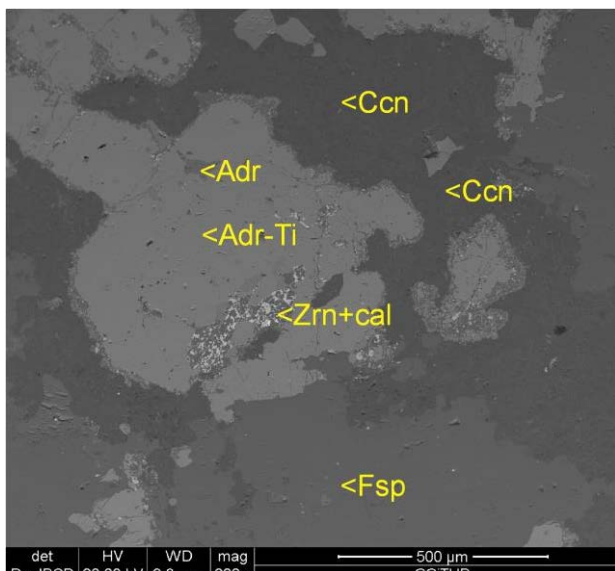


Figura 3.3.59. Muestra MV-216. Imagen de SEM modo BSE. Asociación de andradita (Adr), andradita titánica (Adr-Ti), feldespato potásico (Fsp) y nefelina pseudomorfizada por cancrinita (ccn). Vetas de calcita (cal) y zircón de grano fino (Zrn) cortan a la andradita.

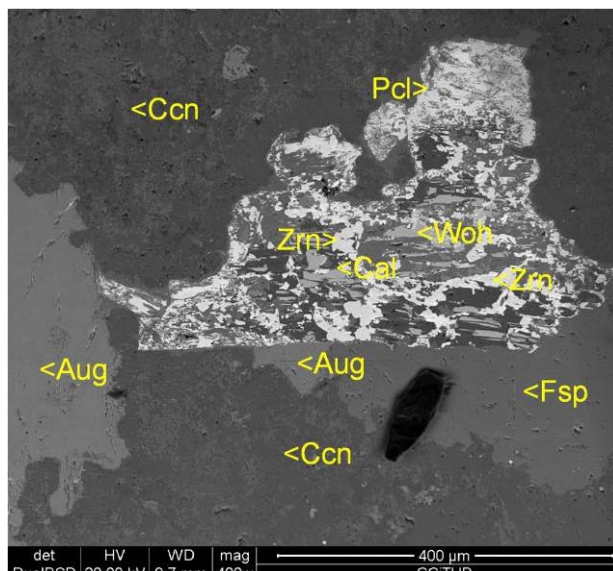


Figura 3.3.60. Muestra MV-216. Imagen de SEM modo BSE. Pseudomorfismo de un cristal de un zirconosilicato totalmente reemplazado por calcita (Cal), albita, zircón (Zrn), pirocloro (Pcl) y wöhlerita (Woh). El zirconosilicato se encuentra entre augita (aug), feldespato potásico (Fsp) y nefelina reemplazada por cancrinita (Ccn).

Los cristales de calcita secundaria son alotriomórficos y se distribuyen de forma intersticial reemplazando feldespato potásico, nefelina, augita egrínica y andradita (figura 3.3.55, 3.3.56). Entre la calcita se identifican granos alotriomórficos de richterita que posiblemente correspondan a la alteración de augita egrínica (figura 3.3.59).

Pequeñas cantidades de zircón de grano fino también aparecen como diseminaciones en la calcita. Esta asociación rellena vetas y reemplaza andradita por los bordes (figura 3.3.57, 3.3.58). Además, en asociación con la calcita se aprecian localmente óxidos con HFSE y REE de tamaño inferior a 20 micras (figura 3.3.59), que pueden corresponder a posible fergusonita-(Nd).

Entre augita egrínica y cancrinita se observan pseudomorfos de un silicato primario de Na-Ca-Zr-Ti (posiblemente un mineral del grupo de la eudialita, figura 3.3.60) reemplazados por una asociación de tamaño de grano muy fino compuesta por intercrecimientos de calcita, albita, zircón, pirocloro y wöhlerita.

3.4. PETROGRAFÍA DE LAS BRECHAS DE MONTE VERDE

En el anillo externo alrededor de la intrusión de rocas plutónicas alcalinas se han identificado afloramientos de brechas entre la unidad de rocas fenitizadas. Se han diferenciado dos tipos principales en base a la composición de la matriz intersticial que cementa la roca: a) brechas de matriz alcalina entre fragmentos de calciocarbonatita y rocas fenitizadas; b) brechas con un cemento de composición calciocarbonatítico intersticial entre fragmentos de rocas fenitizadas.

3.4.1 BRECHAS DE MATRIZ ALCALINA

En el complejo de Monte Verde no afloran cuerpos intrusivos volumétricamente importantes de carbonatitas. Sin embargo, se han identificado fragmentos de estas rocas como fragmentos de brechas que están cementadas por una matriz de composición alcalina, por lo que estas brechas son importantes puesto que son una primera señal de la presencia de carbonatitas en profundidad. Es por ello que estos fragmentos serán descritos cuidadosamente. Por otra parte, se han diferenciado dos tipos principales de brechas de matriz alcalina:

- Brechas alcalinas clasto-soportadas con fragmentos de calciocarbonatita y granitos fenitizados (figura 3.4.1.1).
- Brechas alcalinas matriz-soportadas con fragmentos de calciocarbonatita escasos y matriz alcalina predominante (figura 3.4.1.2).



Figura 3.4.1.1: Muestra MV-02a. Muestra serrada y preparada para realizar lámina delgada. Fragmentos de calciocarbonatita y rocas fenitizadas entre una matriz alcalina intersticial de grano fino.



Figura 3.4.1.2: Muestra MV-124a. Muestra serrada y preparada para realizar lámina delgada. Fragmentos de calciocarbonatita (gris claro) entre una matriz alcalina intersticial de grano fino (gris oscuro).

Fragmentos de calciocarbonatita

Entre las brechas clasto-soportadas, se observan fragmentos de tamaño centimétrico y morfología angulosa (figuras 3.4.1.1) compuestos mayoritariamente por calcita de grano grueso, con aspecto nítido y tono entre blanco y gris claro, con una proporción modal superior por lo general al 90%. No se han identificado otros carbonatos secundarios, como dolomita ni ankerita. La calcita forma cristales alotriomórficos, de aspecto nítido y tamaño variable comprendido entre centenares de micras y varios milímetros (figuras 3.4.1.3, 3.4.1.4.)

En menor proporción que la calcita, si bien en cantidades notables (hasta 10% modal) se aprecian cristales de apatito euédricos y de hábito prismático diseminados entre calcita, mayoritariamente en pequeñas acumulaciones de tamaño milimétrico que pueden corresponder a un bandeo magmático (figuras 3.4.1.5, 3.4.1.6). En algunas muestras los cristales de apatito presentan una tenue zonación concéntrica, debido a ligeros incrementos en la proporción de Sr hacia los bordes del cristal, aspecto que puede apreciarse solamente con imágenes de electrones retrodispersados. Se distinguen asimismo inclusiones fluidas de tamaño micrométrico, alargadas, dispuestas de forma concéntrica siguiendo la elongación del cristal.

En menor medida, aparecen anfíboles alcalinos de la serie richterita-ferrichterita diseminados entre calcita. Forman cristales hipidiomórficos de hábito prismático, con tamaño de grano milimétrico. En luz transmitida sin analizador presentan un ligero pleocroísmo en tonos de marrón-amarillo-verdoso oscuro (figuras 3.4.1.7, 3.4.1.8). Por lo general, se encuentran muy alterados según bordes de grano y exfoliación a óxidos-hidróxidos secundarios de Fe.

En el interior de los cristales de anfíbol no es raro encontrar inclusiones de fluornatropirocloro euédrico de hasta 50 micras de diámetro. Este mineral presenta una zonación concéntrica primaria, pero además se diferencia una generación de pirocloro tardío enriquecido en Sr que reemplaza al anterior siguiendo el zonado original.

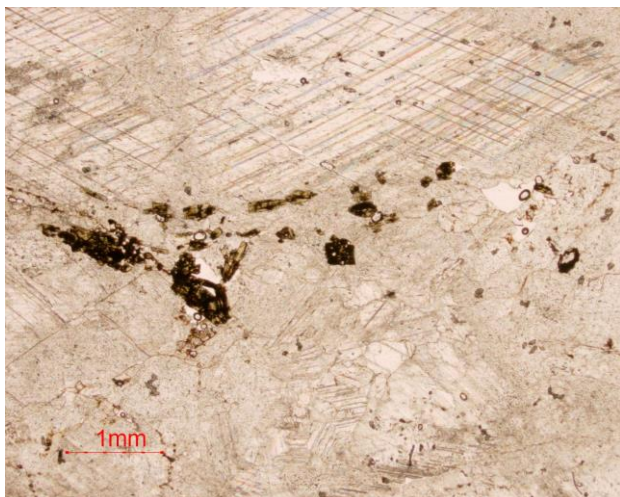


Figura 3.4.1.3: Muestra MV-02d PPL. Fragmento de roca de calciocarbonatita formada por calcita principalmente, además de algunos anfíboles diseminados.

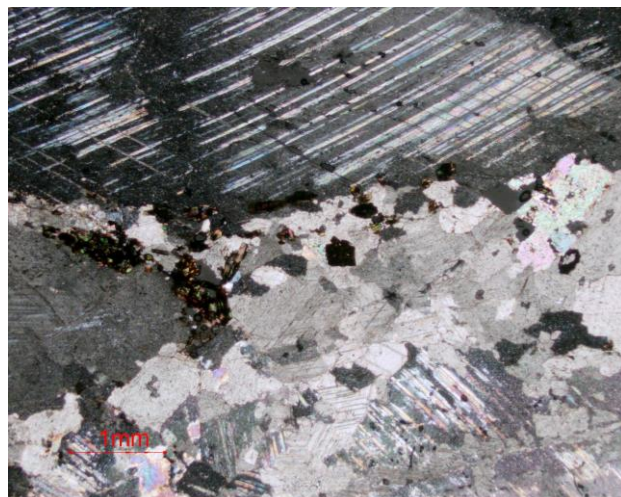


Figura 3.4.1.4: Muestra MV-02d. Imagen anterior con nicoles cruzados. La calcita presenta alta birrefringencia y maclas polisintéticas características.

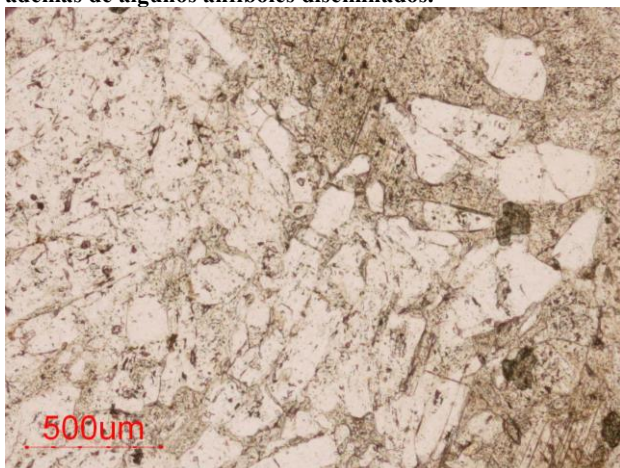


Figura 3.4.1.5: Muestra MV-02d Luz transmitida, en PPL. Fragmento de calciocarbonatita formado por calcita y abundante apatito, mineral incoloro prismático de mayor relieve.

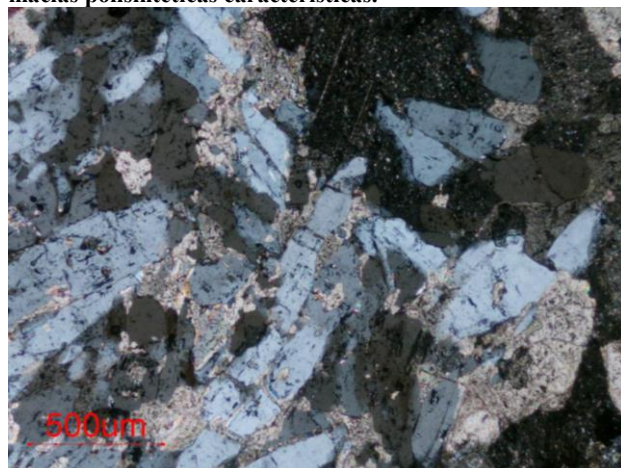


Figura 3.4.1.6: Muestra MV-02d. La imagen anterior con nicoles cruzados. Bandas ricas en apatito, con colores de interferencia de primer orden.

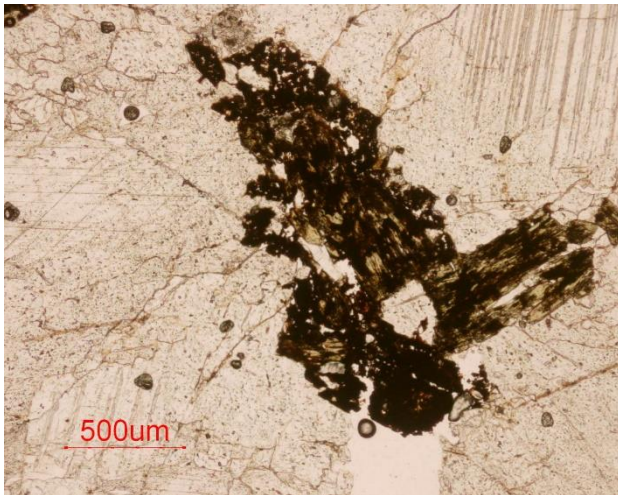


Figura 3.4.1.7: Muestra MV-02d. PPL. Fragmento de calciocarbonatita. Contiene cristales de richterita prismática alterada, diseminados entre calcita.

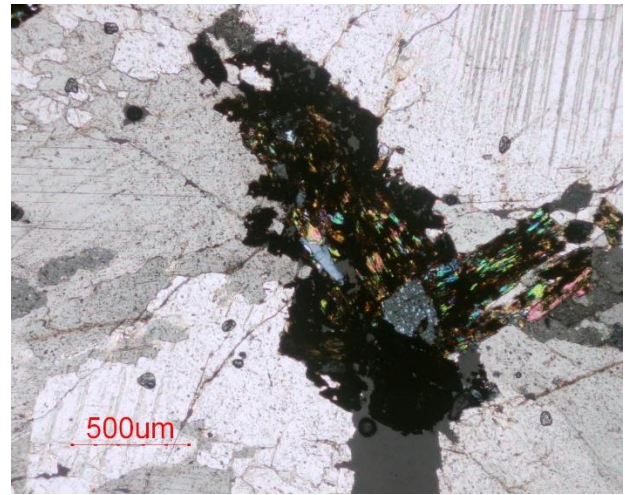


Figura 3.4.1.8. Muestra MV-02d. Imagen anterior con nicoles cruzados. La richterita presenta colores de interferencia enmascarados.

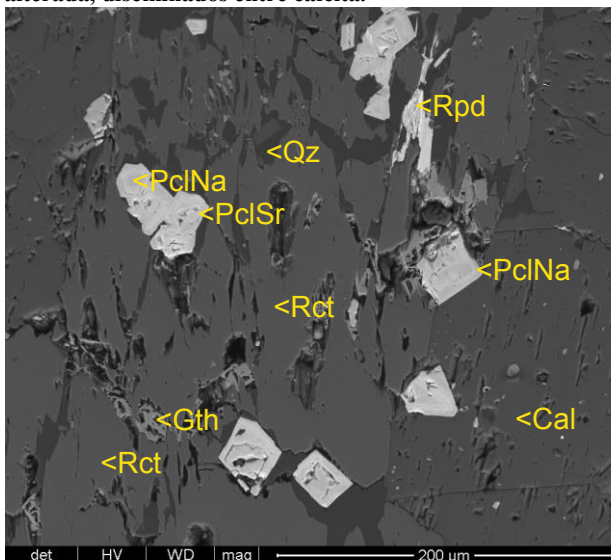


Figura 3.4.1.9. Muestra MV-02a, Imagen de SEM, modo BSE: Richterita (Rct) entre calcita (Cal) con inclusiones de pirocloro zonado (Pcl); el conjunto es cortado por vetas de cuarzo (Qz), rhabdofana (Ce) (Rbd) y goethita (Gth).

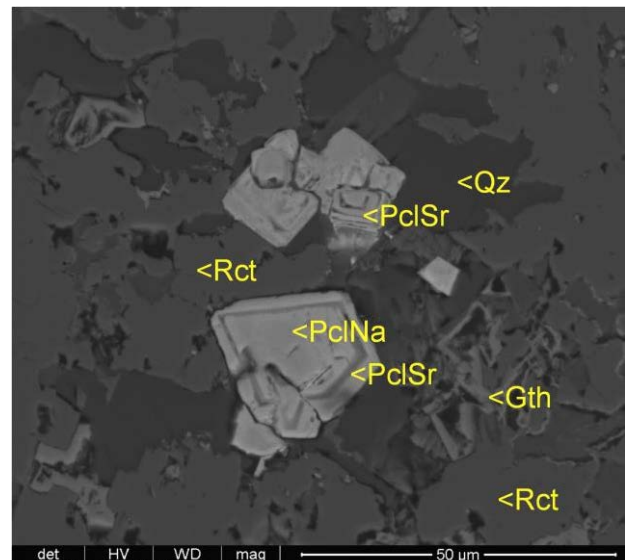


Figura 3.4.1.10. Muestra MV-02a, Imagen de SEM, modo BSE. Inclusión de pirocloro (PclNa) dentro de richterita (Rct). La generación secundaria de pirocloro con Sr (PclSr) está asociada a cuarzo (Qz). Gth, goethita.

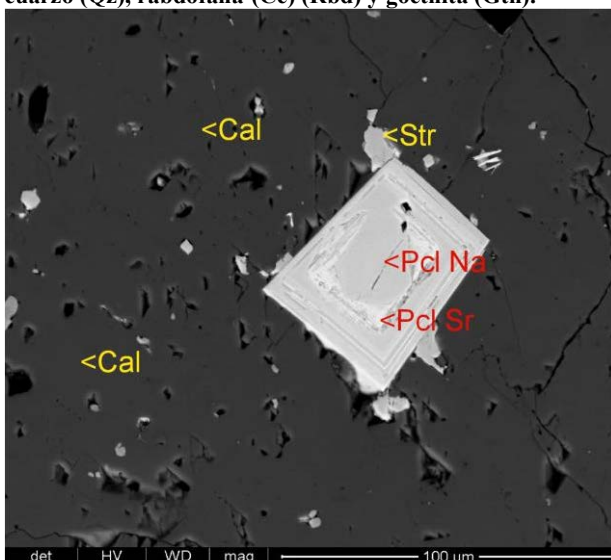


Figura 3.4.1.11: Muestra MV-02a. Imagen de SEM, modo BSE. Fluornatropirocloro euédrico zonado (PclNa) diseminado entre calcita (Cal); el conjunto es reemplazado por estroncantita (Str) y pirocloro estróncico (PclSr).

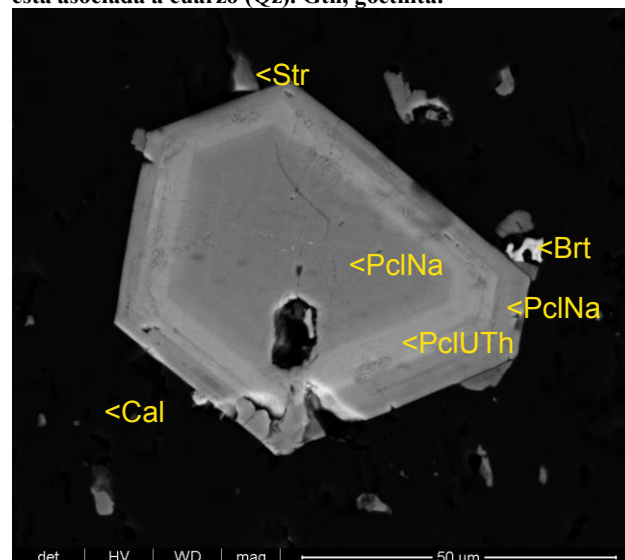


Figura 3.4.1.12: Muestra MV-02a. Imagen de SEM, modo BSE. Fluornatropirocloro euédrico zonado (PclNa) entre calcita (Cal) reemplazado en algunas bandas por pirocloro rico en U y Th (PclUTh) y barita (Brt).

Esta alteración está asociada a la presencia de vetillas tardías de cuarzo y rabadofana-(Ce) que cortan al anfíbol; estos minerales, a su vez, son cortados por vetillas tardías de goethita (figuras 3.4.1.9, 3.4.1.10). Se ha identificado también fluornatropirocloro diseminado entre la calcita (figura 3.4.1.11) con la misma zonación y alteración a pirocloro de Sr. No obstante, en este caso el pirocloro se ve además reemplazado por otra segunda generación de pirocloro rico en U-Th hacia los bordes de grano (figura 3.4.1.12).

De forma minoritaria se observan cristales idiomórficos de pirita con hábito cúbico de tamaño de grano inframilimétrico, dispersos entre la calcita, que están casi siempre reemplazados por goethita.

Este conjunto de minerales primarios (calcita, apatito, anfíbol y pirocloro de la primera generación) se ve reemplazado por asociaciones secundarias, principalmente de carbonatos y sulfatos de Sr, Ba y REE, a partir de vetillas o bordes de grano u otras microdiscontinuidades de dichos minerales primarios (figura 3.4.1.13). Entre estos minerales tardíos destacan principalmente la estroncianita y la barita (figura 3.4.1.13). Esta asociación puede corroer a los minerales anteriores, quedando como evidencia de ello, por ejemplo, los restos de apatito o de calcita entre barita y estroncianita (figuras 3.4.1.14, 3.4.1.15, 3.4.1.16). Por otra parte, los agregados de barita y estroncianita se ven cortados a su vez por agregados radiales de sinchisita-(Ce) $[\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}]$, de calcioancilita-(Ce) $[(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Sr})\text{CO}_3(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})]$ (figuras 3.4.1.15, 3.4.1.16) y de burbankita $[(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce})_3(\text{CO}_3)_5]$, si bien estos minerales son de tamaño de grano muy fino y sus cristales raramente alcanzan 20 micras de longitud, además, son escasos.

Por otra parte, no es raro encontrar rutilo en asociación directa con los agregados de barita y estroncianita (figura 3.4.1.16).

Los fragmentos de calciocarbonatita pueden estar cortados por silicatos alcalinos, lo que atestiguaría una existencia de invasiones de los fragmentos de roca carbonatítica por parte del magma alcalino que dio origen a la matriz ígnea alcalina que cementa la brecha. Así, se ha identificado vetillas rellenas de feldespatos potásico que cortan a la calcita (figuras 3.4.1.17, 3.4.1.18).

En el caso de las brechas de matriz alcalina predominante (figura 3.4.1.2), los fragmentos de calciocarbonatitas son de morfología subsférica y están envueltos por una corona de reacción (figura 3.4.1.19, 3.4.1.20).

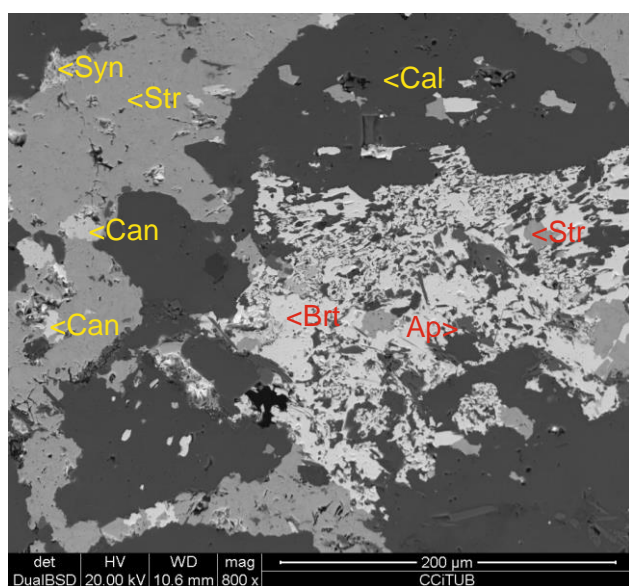


Figura 3.4.1.13: Muestra MIV-07/b, Imagen de SEM, modo BSE. Apatito (Ap) y calcita (Cal) reemplazados por barita (Brt) y estroncianita (Str), y éstos por calcioancilita (Can) y sinchisita (Syn).

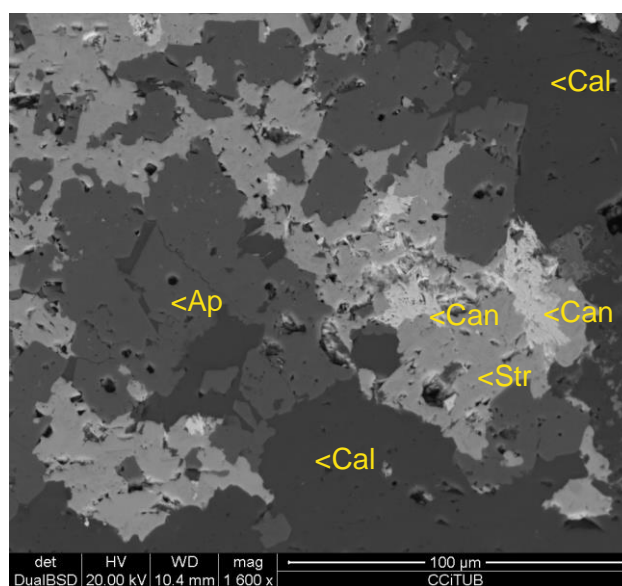


Figura 3.4.1.14: Muestra MIV-07/b, Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de la imagen anterior. Apatito (Ap) y calcita (Cal) reemplazados por estroncianita (Str) con calcioancilita (Can).

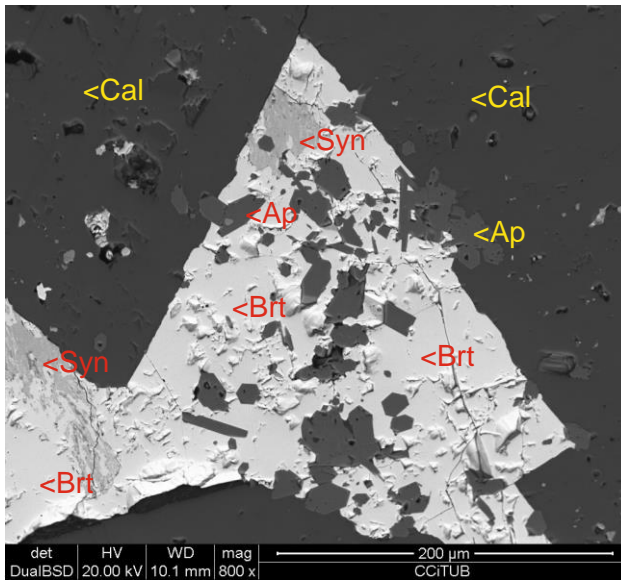


Figura 3.4.1.15: Muestra MV-02a. Imagen de SEM, modo BSE. Calcita (Cal) y apatito (Ap) reemplazados por barita (brt) y sinchisita-(Ce)(Syn).

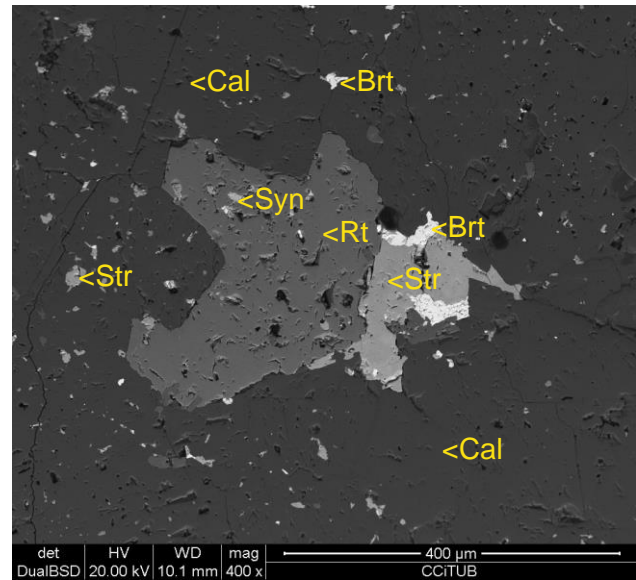


Figura 3.4.1.16: Muestra MV-02a. Imagen de SEM, modo BSE. Calcita (Cal) reemplazada por rutilo (Rt), barita (Brt) y estroncianita (Str).

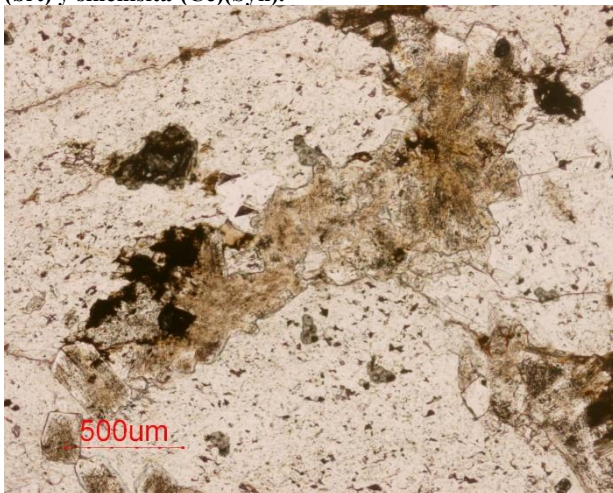


Figura 3.4.1.17: Muestra MV-2c. PPL. Cemento de calcita con una fractura rellena por feldespato potásico.

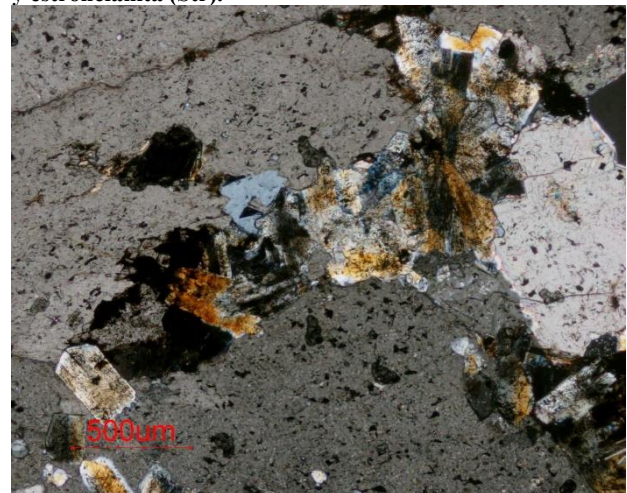


Figura 3.4.1.18: Muestra MV-2c. Imagen anterior con nicoles cruzados. .

La calciocarbonatita está formada por calcita hipidiomórfica, de tamaño inferior a 250 micras, además de apatito, ilmenita-pirofanita, pirrotina y pirocloro que representan una proporción modal inferior al 5% y tienen un tamaño inferior a 100 micras. Los fragmentos de calciocarbonatita se ven cortados por vetillas con óxidos de Fe, pirrotina, esfalerita y biotita (figura 3.4.1.19 3.4.1.20).

El borde de reacción con la matriz alcalina tiene una anchura que puede alcanzar 1 milímetro (figura 3.4.1.19, 3.4.1.20 3.4.1.21). Está compuesta por agregados de fases de tamaño de grano fino. Destaca como mineral predominante la biotita rica en Ti, de un tono anaranjado, acompañada de feldespato potásico, calcita y minerales opacos (figura 3.4.1.21, 3.4.1.22, 3.4.1.23).

Se aprecia ilmenita-pirofanita con inclusiones de pirocloro, pirita y pirrotina (figura 3.4.1.23), además de albita con algunos granos de carbonatos de REE asociados.

Como en los otros tipos de brechas, en los fragmentos de carbonatitas de las brechas de matriz alcalina dominante también se ha identificado carbonatos con REE como calcioancilita-(Ce) y sinchisita-(Ce) de formación muy tardía, en forma de agregados fibroso-radiales de cristales de tamaño de grano muy fino (inferior a 20 micras) y dispuestos en posición intersticial entre los granos de otros minerales (figura 3.4.1.24).



Figura 3.4.1.19: Muestra MV-124a. Luz transmitida, PPL. Fragmento esférico de calciocarbonatita envuelto por un borde de reacción con la matriz alcalina. Presenta fracturas rellenas por sulfuros.

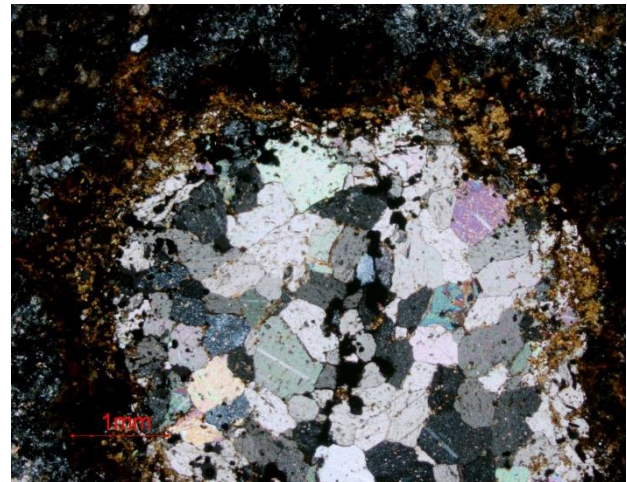


Figura 3.4.1.20: Muestra MV-124a. Imagen anterior con analizador. Calcita mayoritaria formando fragmentos de calciocarbonatita entre matriz alcalina de grano fino.

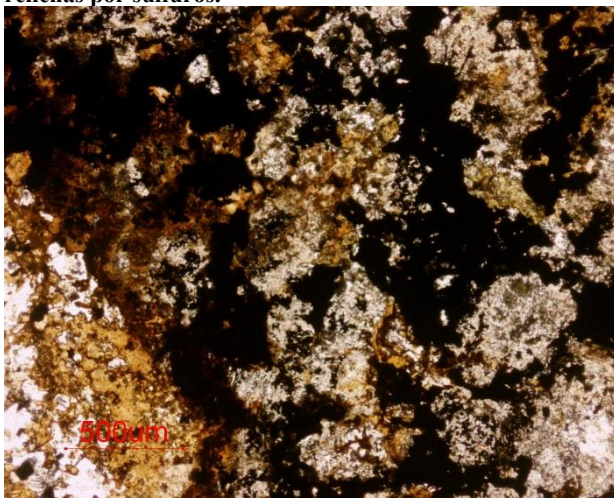


Figura 3.4.1.21: Muestra MV-124a. Luz transmitida, en PPL. Detalle del borde de reacción de los fragmentos de carbonatita con la matriz, formado por biotita, minerales opacos, feldespato potásico y calcita.

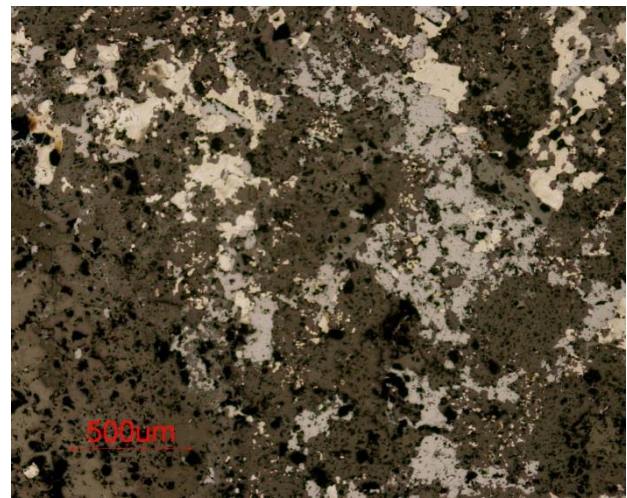


Figura 3.4.1.22: Muestra MV-124a. Imagen anterior con luz reflejada, sin analizador. Ilmenita alotriomórfica (gris, reflectividad baja), pirrotina (reflectividad media, tono rosado) y pirita (reflectividad alta) entre calcita, feldespato potásico y biotita (bajas reflectividades, gangas).

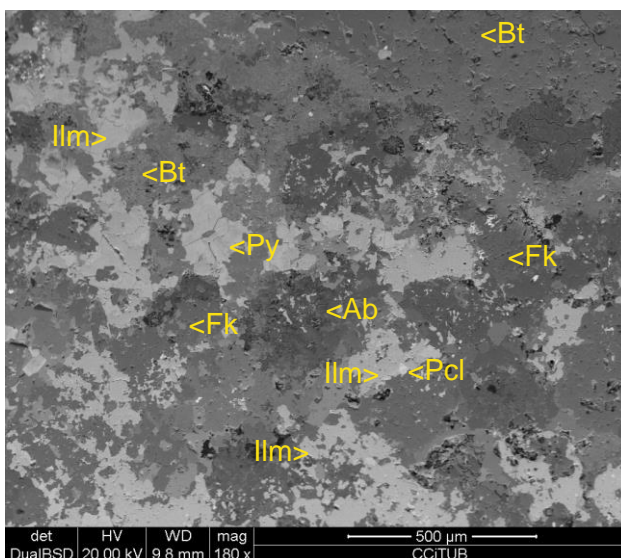


Figura 3.4.1.23: Muestra MV-124a. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de las asociaciones minerales en la corona de reacción entre la matriz y los fragmentos de carbonatita. Se identifica el intercrecimiento de biotita (Bt), feldespato potásico (FK), albita (Ab), ilmenita (Ilm), calcita (Cal) y pirita (Py).

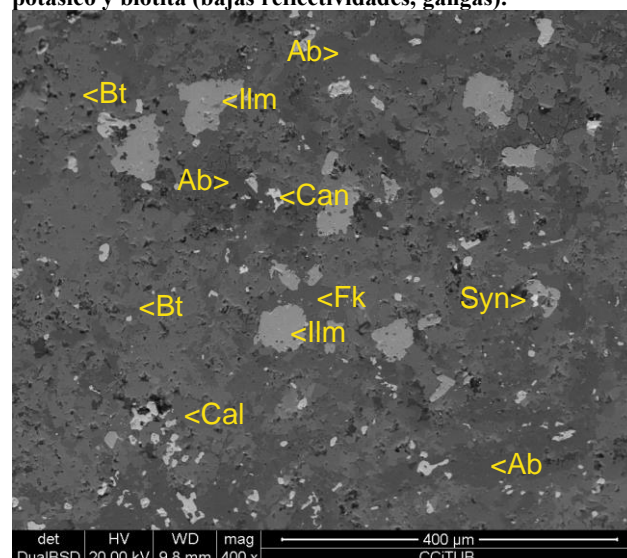


Figura 3.4.1.24: Muestra MV-124a. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de las asociaciones minerales en la corona de reacción entre la matriz y los fragmentos de carbonatita. Se distingue abundante biotita (Bt), ilmenita (Ilm) y feldespato potásico (FK), albita (Ab), calcioancilita-(Ce) (can) y sinchisita-(Ce) (syn).

En este segundo tipo de brechas alcalinas, algunos fragmentos de calciocarbonatita (pero de ninguna manera todos ellos) contienen una proporción de fluorita que puede alcanzar hasta un 50% modal. La fluorita forma cristales alotriomórficos que pueden alcanzar un tamaño de grano en el orden milimétrico, y que tienden a tener inclusiones redondeadas de carbonatos, a los que parece reemplazar. No obstante, la fluorita presenta evidencias texturales de haber cocristalizado o recrystalizado con la calcita con la que está asociada, puesto que se reconocen bordes curvos y puntos triples en los contactos entre ambos minerales figura 3.4.1.25, 3.4.1.26). Es generalmente incolora, aunque a veces se observan centros de color morados, lo que puede ser debido a la irradiación por parte de minerales con elementos radioactivos. Estas carbonatitas con abundante fluorita son también muy ricas en biotita (fig. 3.4.1.25, 3.4.1.26) e incluso feldespato potásico de grano fino, lo que parece sugerir que tienen un mayor grado de interacción con la matriz silicatada.

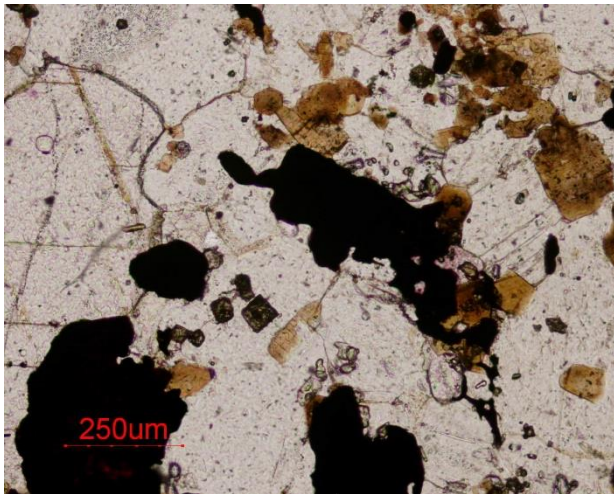


Figura 3.4.1.25. Muestra MV-124a Luz transmitida, en PPL. Se distinguen contactos según bordes curvos y puntos triples entre la calcita y la fluorita. Se observa también biotita parda, pirocloro (alto relieve, secciones cuadradas en el centro) y minerales opacos o semiopacos (esfalerita e ilmenita).

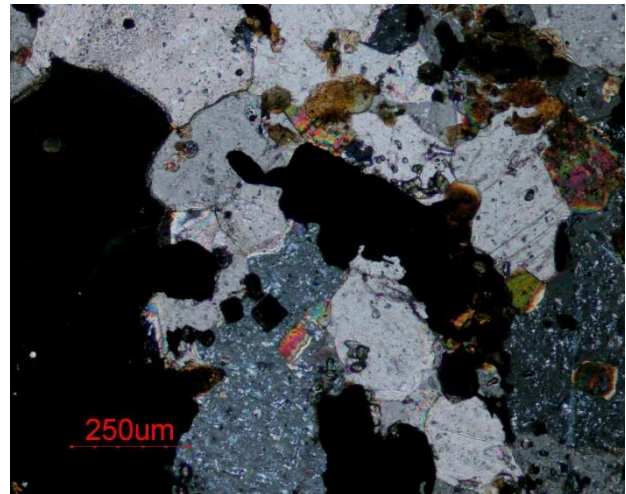


Figura 3.4.1.26. Muestra MV-124a. La imagen anterior con nicols cruzados. Se aprecia la birrefringencia elevada de la calcita; la fluorita, la esfalerita y el pirocloro se ven con extinción total al ser isótropos.

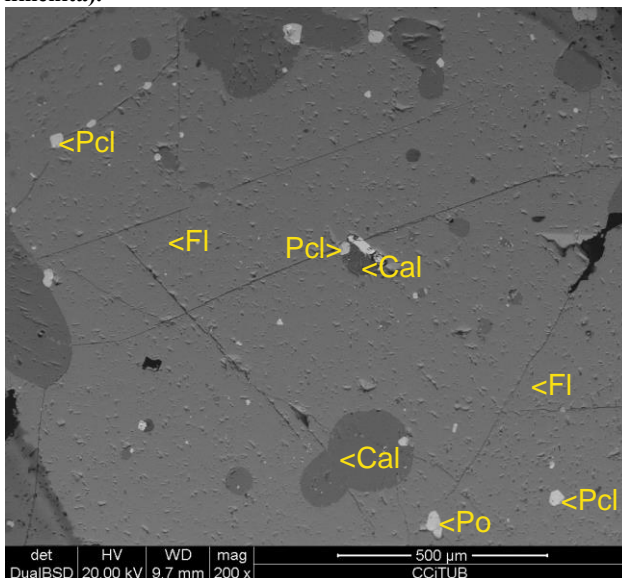


Figura 3.4.1.27. Muestra MV-124a. Imagen de SEM, en modo BSE. Fluorita (Fl) con inclusiones de cristales de calcita (Cal) con los bordes curvados, pirocloro (Pcl) y pirrotina (Po).

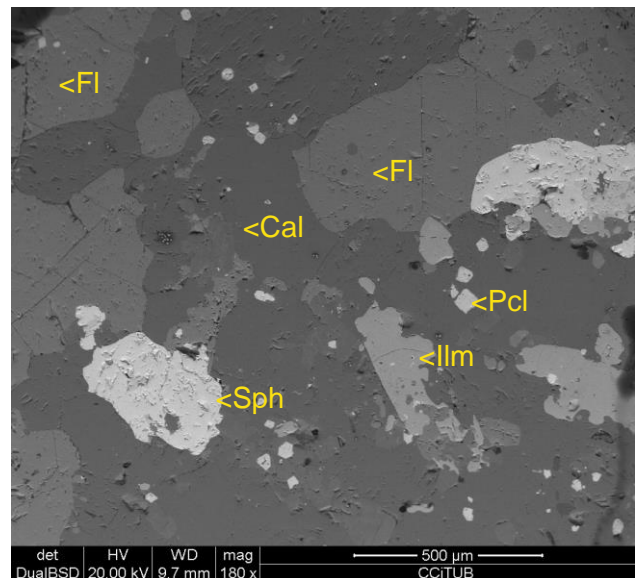


Figura 3.4.1.28. Muestra MV-124a. Imagen de SEM en modo BSE. Calcita (Cal) y fluorita (Fl) con contactos de equilibrio (puntos triples, bordes curvados). Se observa también esfalerita (Sph), ilmenita (Ilm) y abundantes cristales de fluoritropirocloro idiomórfico de tamaño de grano fino (Pcl).

El fluornatropirocloro primario es muy común en los xenolitos con fluorita, apareciendo en forma de cristales idiomórficos de tamaño inferior a 100 micras, muy abundantes como inclusiones tanto en la fluorita como en la calcita (Fig. 3.4.1.25 a 3.4.1.27). No se distingue una zonación marcada y no parecen estar alterados.

Sulfuros como la esfalerita marmatítica (de coloración muy oscura, casi opaca) o la pirrotina son muy comunes también en estos xenolitos ricos en fluorita (figura 3.4.1.27), así como la ilmenita; todos estos minerales forman cristales alotriomórficos de tamaño de grano inferior a unas 100 micras (figura 3.4.1.28).

Matriz de composición alcalina

Se pueden reconocer al menos dos tipos de matriz alcalina (sobresaturadas y subsaturadas) en las brechas de Monte Verde, si bien por su tamaño de grano muy fino y otras similitudes entre ellas estas tipologías no pueden ser diferenciadas entre sí en el campo.

Las brechas clasto-soportadas (figura 3.4.1.1) presentan una matriz muy escasa de tonalidad rojiza y poco translúcida ubicada entre los fragmentos de calciocarbonatita y de fenitas. Por ello, puede asimilarse a vetas de anchura comprendida entre 100 y 200 micras, rellenas por una asociación de tamaño de grano muy fino (figura 3.4.1.29, 3.4.1.30).

Este primer grupo de brechas presenta una matriz alcalina sobresaturada, que tendría una composición de traquita de feldespato alcalino. Esta matriz está constituida por un intercrecimiento muy complejo de feldespato potásico y albita como minerales dominantes (45-55% modal de cada uno), con una asociación intersticial de cuarzo (escaso, menos del 5 % modal) con ilmenorutilo (variedad de rutilo rica en Nb), hematites, sinchisita-(Ce) (figura 3.4.1.31) y barita (figura 3.4.1.32). Es difícil asegurar que este cuarzo no sea hidrotermal.

En cambio, las brechas con soporte de matriz son química y mineralógicamente muy diferentes, puesto que tienen composición alcalina subsaturada, en la que abundan los feldespatoideos, presentando por tanto una composición fonolítica. Este tipo de matriz está formada principalmente, por feldespato potásico alotriomórfico de tamaño de grano inferior a 100 μm , intercrecido con albita, biotita y apatito, que incluyen en ocasiones cristales de fluornatropirocloro. Todos estos minerales son alotriomórficos, y su tamaño de grano es muy fino, generalmente de menos de 50 μm de diámetro (figuras 3.4.1.35 a 3.4.1.38).

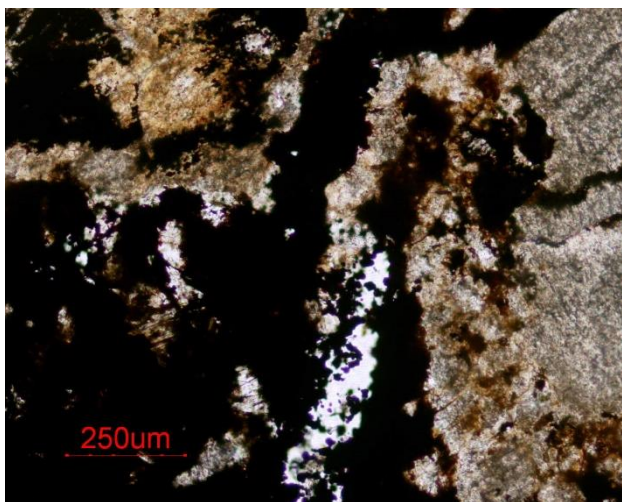


Figura 3.4.1.29: Muestra MV-02a, PPL. Cuarzo y hematites entre fragmentos de rocas feníticas en brechas clasto - soportadas con matriz traquítica de feldespato alcalino.

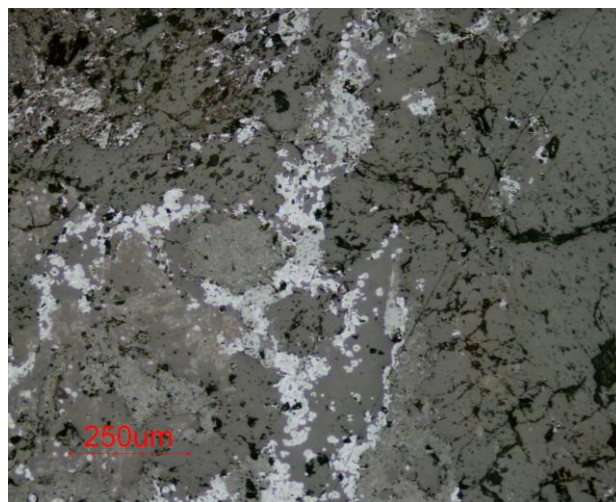


Figura 3.4.1.30: Muestra MV-02a. La imagen anterior con luz reflejada. Cuarzo y hematites entre fragmentos de rocas feníticas en brechas clasto-soportadas con matriz traquítica de feldespato alcalino.

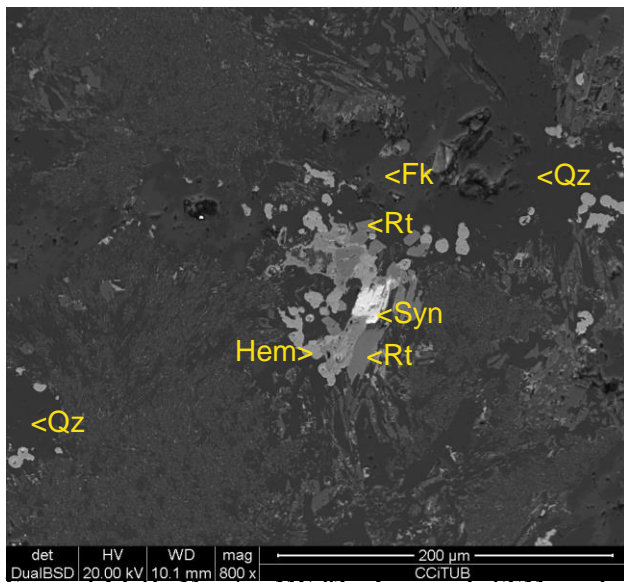


Figura 3.4.1.31: Muestra MV-02a, Imagen de SEM, modo BSE. Intercrecimiento de ilmenorutilo (Rt), hematites (Hem), sinchisita-(Ce) (Syn) asociados con cuarzo (Qz) que cortan albita y microclina (FK). Brechas clasto-soportadas de matriz traquítica de feldespato alcalino.

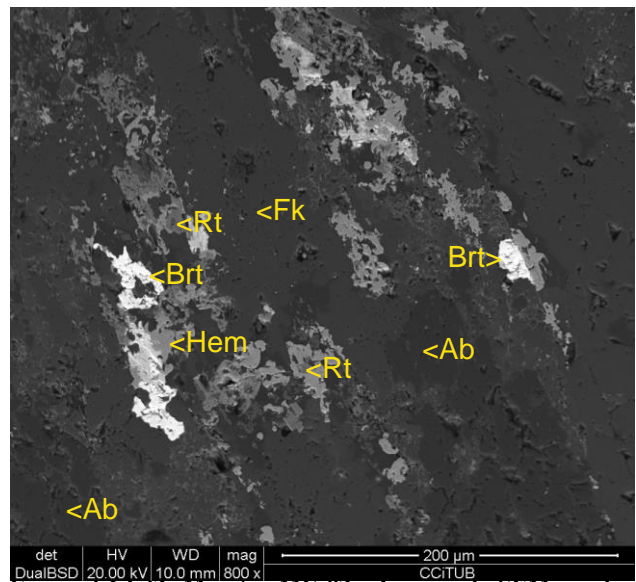


Figura 3.4.1.32: Muestra MV-02a, Imagen de SEM, modo BSE. Intercrecimiento de ilmenorutilo (Rt), barita (Brt), hematites (Hem), sinchisita-(Ce) (Syn) entre microclina y albita (Ab). Brechas clasto-soportadas de matriz traquítica de feldespato alcalino.

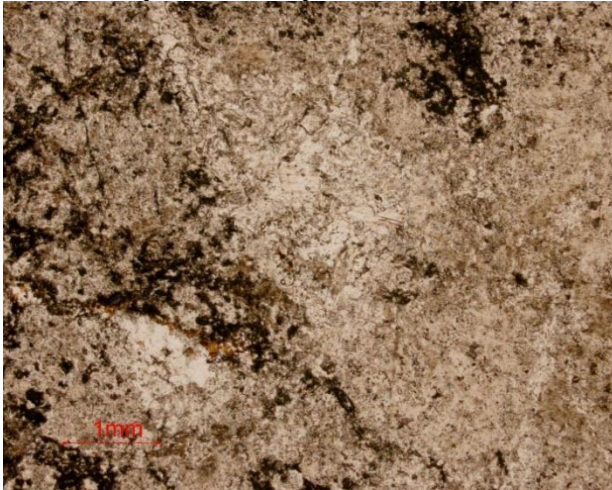


Figura 3.4.1.33. Muestra MV-122b. PPL. Matriz afanítica de las brechas formada por feldespatos de grano fino, con calcita entre la matriz. Nótese la presencia de vetas oscuras de anfíbol richterítico.

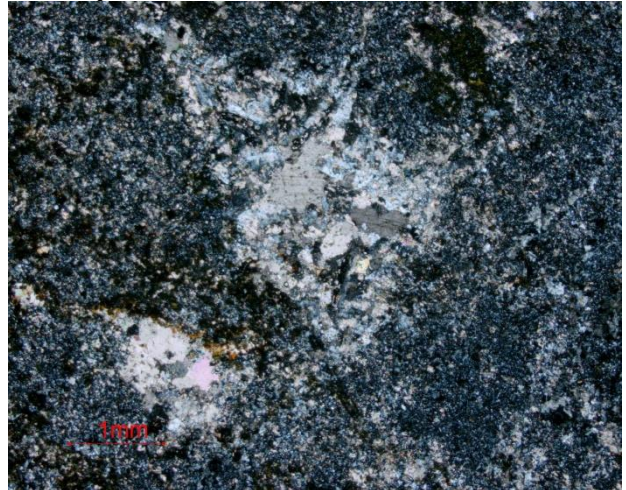


Figura 3.4.1.34. Muestra MV-122b. La imagen anterior, con nicols cruzados. Matriz afanítica formada por feldespatos de grano fino, con calcita tardía (en el centro de la imagen, con alta birrefringencia).



Figura 3.4.1.35. Muestra MV-122b PPL. Matriz fina formada por abundante biotita (de pleocroísmo en tonos de pardo anaranjado), richterita (verde oscuro), calcita y feldespatos (incolores).



Figura 3.4.1.36. Muestra MV-122c. La imagen anterior, con nicols cruzados. Se aprecia la calcita con colores de interferencia de cuarto orden.

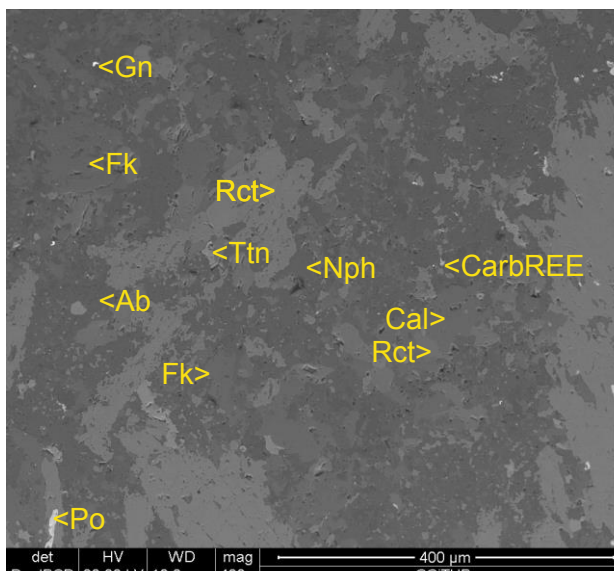


Figura 3.4.1.37. Muestra MV-122a. Imagen de SEM, en modo BSE. Intercrecimiento de feldespato potásico (FK), albita (Ab), richterita (Rct) y calcita (Cal) reemplazados por nefelina (Nph) con carbonatos de REE (CarbREE) y galena (Gn) asociada.

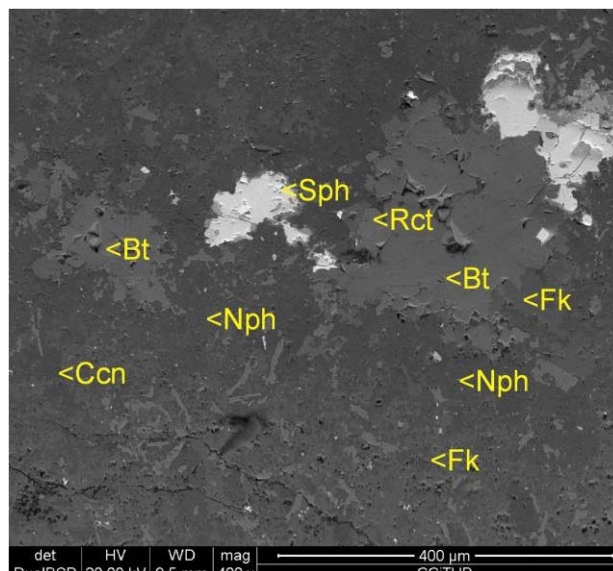


Figura 3.4.1.38. Muestra MV-122a. Imagen de SEM en modo BSE. Intercrecimiento de feldespato potásico (FK) y biotita (Bt), ésta pseudomorfizada por richterita (Rct) y esfalerita (Sph). El conjunto está alterado por nefelina (Nph) y ésta por cancrinita (Ccn).

El feldespato potásico no muestra en lámina delgada las maclas en parrilla de la microclina ni micropertitas apreciables, por lo que podría corresponder a sanidina o bien a ortoclasa figura 3.4.1.33, 3.4.1.34). Es de coloración rojiza, lo que puede deberse a inclusiones criptocristalinas de hematites.

La albita es de tamaño de grano muy fino y sus cristales son muy irregulares y están intercrecidos de forma muy compleja con el feldespato potásico; además acostumbra a presentar inclusiones de minerales de grano muy fino (especialmente, fluornatropirocloro), por lo que no llega a apreciarse ópticamente su maclado polisintético típico ni zonado o exsoluciones.

El fluorapatito es relativamente abundante en la matriz de las brechas alcalinas, aunque de distribución irregular, alcanzando posiblemente en algunas zonas el 5% modal. Como acontece con los anteriores minerales, es de morfología muy irregular y está intercrecido con los feldespatos, siendo asimismo rico en inclusiones de otros minerales. Aparentemente, no se distingue zonado en sus cristales, que se ven incoloros y limpios de inclusiones.

La biotita presenta una distribución muy heterogénea, pudiendo aparecer dispersa o en agregados irregulares, o redondeados que podrían ser xenolitos muy metasomatizados; es alotriomórfica, redondeada y de pleocroísmo pardo-anaranjado. No se distingue en ella aureolas metamícticas.

Los minerales del grupo del pirocloro no son raros en esta matriz alcalina. Cristales idiomórficos a hipidiomórficos de fluornatropirocloro, como se ha indicado anteriormente, se encuentran como inclusiones muy frecuentes de hasta 50 μm de longitud dispuestas dentro de los minerales mayoritarios de la matriz, siendo especialmente abundantes dentro apatito y, en mucha menor medida, dentro del feldespato potásico o de la biotita, lo que sugiere una cristalización muy precoz del fluornatropirocloro (figuras 3.4.1.39, 3.4.1.40). Estos cristales se ven zonados, con alteraciones por los bordes a una generación de pirocloro secundario tardío enriquecido en U y Th (figura 3.4.1.39).

La richterita-ferrorichterita $[\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ parece ser de formación más tardía que las micas, ya que en algunos puntos reemplaza biotita (figura 3.4.1.38); además, a veces se ven aglomeraciones de pequeños cristales de biotita reemplazados por los bordes o por fracturas por este anfíbol. La richterita forma cristales de grano fino, de hábito prismático corto, con fuerte pleocroísmo; no se distingue en ellos zonado o maclado. Como los otros minerales, acostumbra a contener inclusiones de fluornatropirocloro (figuras 3.4.1.41 a 3.4.1.43).

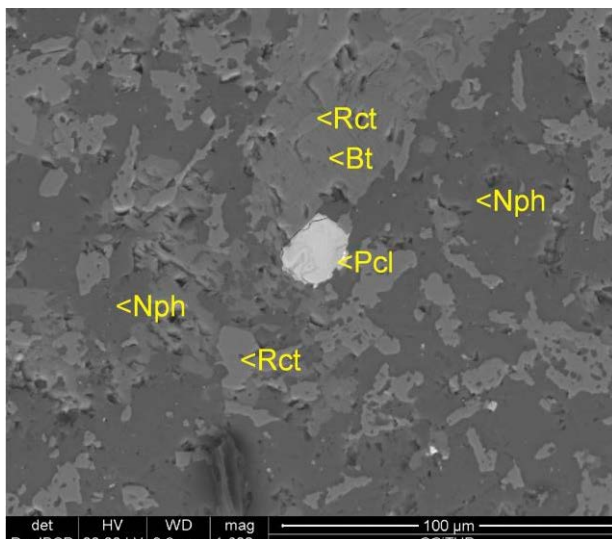


Figura 3.4.1.39: Muestra MV-122a. Imagen de SEM, en modo BSE. Richterita (Rct) reemplazando biotita (Bt); el conjunto es reemplazado por nefelina (Nph). Se distingue un cristal relicto hipidiomórfico de pirocloro (Pcl) de la asociación mineral original.

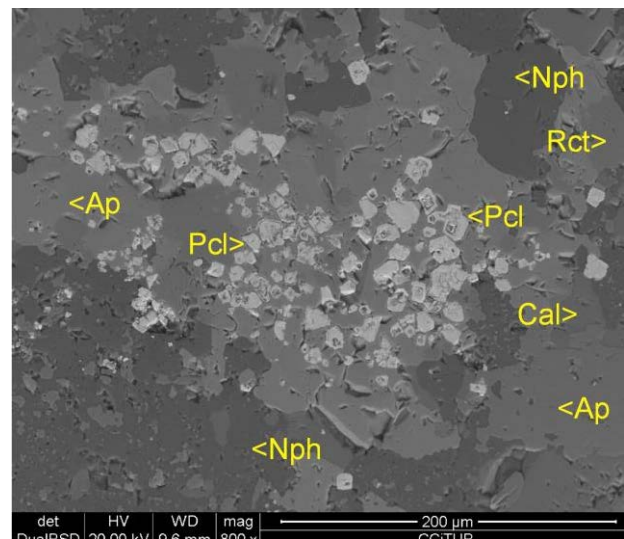


Figura 3.4.1.40: Muestra MV-122a. Imagen de SEM, en modo BSE. Apatito, richterita con inclusiones de cristales idiomórficos de fluorapatito zonado (Pcl) reemplazados por nefelina (Nph).



Figura 3.4.1.41: Muestra MV-122c PPL. Richterita con inclusiones de fluorapatito primario (éste, de tono anaranjado, parte inferior del cristal) entre una matriz constituida por feldespatos alcalinos y nefelina.

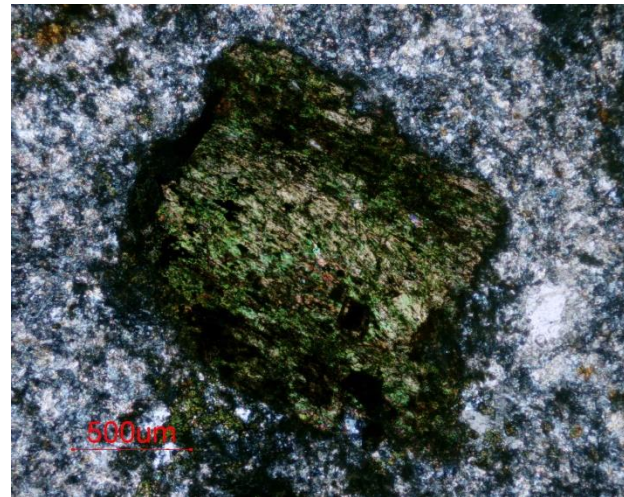


Figura 3.4.1.42: Muestra MV-122c. La imagen anterior, en nicols cruzados. Puede apreciarse el tamaño de grano fino de la matriz alcalina.

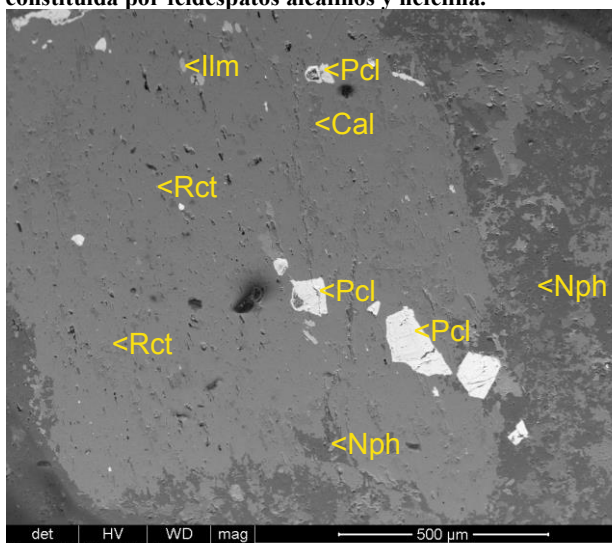


Figura 3.4.1.43: Muestra MV-122c. Imagen de SEM en modo BSE. Richterita (Rct) con inclusiones de fluorapatito primario (Pcl), reemplazado por ilmenita (Ilm), calcita (Cal) y nefelina (Nph) secundarias.

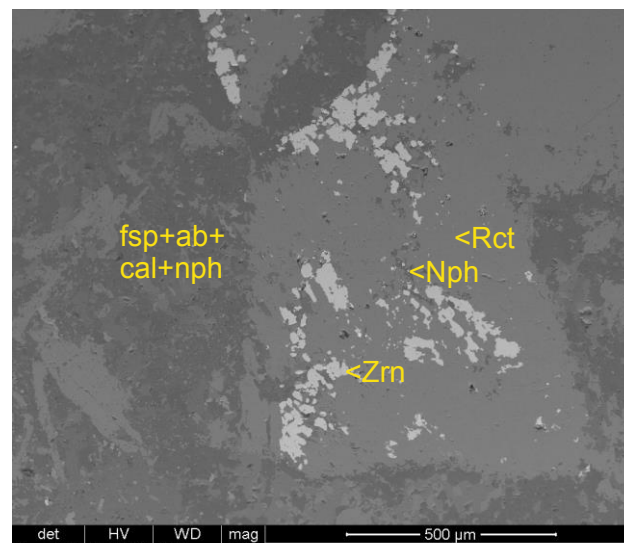


Figura 3.4.1.44: Muestra MV-122a. Imagen de SEM, modo BSE. Richterita (Rct) en una matriz de feldespato potásico (Fsp) y albita (Ab), reemplazados todos ellos por nefelina (Nph), zircón (Zrn) y calcita (cal).

No obstante, tanto la richterita como todos los minerales anteriormente citados se ven reemplazados en primera instancia por calcita y feldespatoides, como nefelina o sodalita tardías, de grano fino, que ocupan espacios intersticiales entre los minerales anteriores.

La nefelina forma granos alotriomórficos, sin zonado ni maclado, que reemplazan a todos los minerales anteriores (figuras 3.4.1.43, 3.4.1.44). Parece estar asociada con una generación de zircón que reemplaza a la richterita (figuras 3.4.1.44 a 3.4.1.46); de hecho, el zircón además forma cristales anédricos de hasta 0,5 mm diseminados entre la matriz fina de composición alcalina. Con esta generación de nefelina parece que también hay asociada una generación de pirocloro secundario y barita (figura 3.4.1.46).

La sodalita $[\text{Na}_4\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{12}\text{Cl}]$ es ligeramente posterior a la nefelina, puesto que se forma como reemplazamiento de albita o nefelina (figura 3.4.1.41). Por otra parte, la sodalita se ve por lo menos espacialmente asociada a una generación de pirocloro secundario rico en U y Th que reemplaza al pirocloro primario (figura 3.4.1.45). No obstante la abundancia de estos elementos pesados en el mineral, mediante SEM modo BSE esta generación de pirocloro aparece de tono más oscuro debido a que en paralelo al aumento de estos elementos radioactivos se da asimismo un aumento de vacantes y la entrada de moléculas de H_2O en la estructura del mineral. La metamictización producida por la entrada de estos elementos radioactivos, por otra parte, ha generado abundantes microfracturas irregulares de aspecto concoide en el mineral, lo que puede haber facilitado la invasión por fluidos más tardíos y el subsecuente reemplazamiento del mismo.

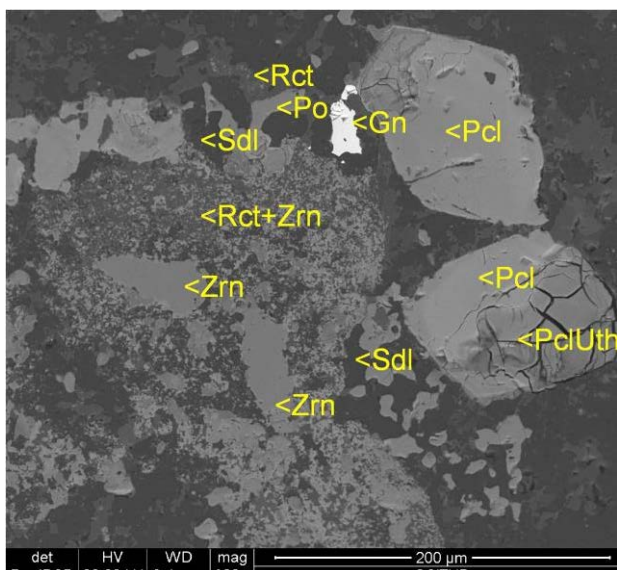


Figura 3.4.1.45: Muestra MV-122a. Imagen de SEM, modo BSE. Cristales de richterita (Rct) reemplazados por asociaciones de grano fino de zircón (Zrn) con sodalita (Sod), pirrotina (Po) y galena (Gn); cristales de pirocloro primario (Pcl) se ven reemplazados por pirocloro secundario rico en U-th (PclUth).

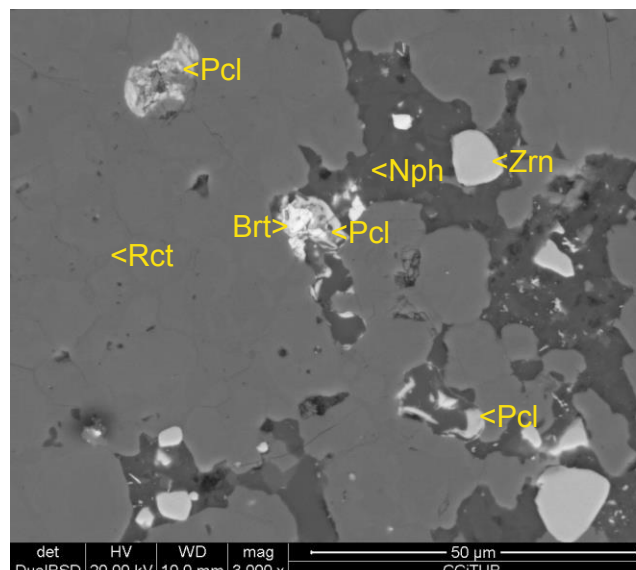


Figura 3.4.1.46: Muestra MV-122a. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de reemplazamiento de richterita por filones de nefelina con zircón, pirocloro y barita asociados.

Aunque son minerales mucho más raros y de adscripción complicada en la secuencia de cristalización, eventualmente se han identificado cristales de ilmenorutilo de aspecto redondeado (figura 3.4.1.47). Es posible que formen parte de la primera generación de cristales de la matriz, con un tamaño de grano originalmente inferior a 2 mm, pero se encuentran casi completamente reemplazados por ilmenita rica en Mn alotriomórfica asociada con cristales de pirocloro secundario (figura 3.4.1.47) y sulfuros (pirrotina, galena, de tamaño de grano fino). A su vez, estos óxidos de titanio se ven reemplazados por titanita en los bordes de grano y fracturas, de forma parcial (figura 3.4.1.48) o completamente (figura 3.4.1.49).

La nefelina, por otra parte, está a su vez reemplazada por asociaciones con cancrinita, fluorita y calcita (figura 3.4.1.46), también todos ellos de tamaño de grano muy fino.

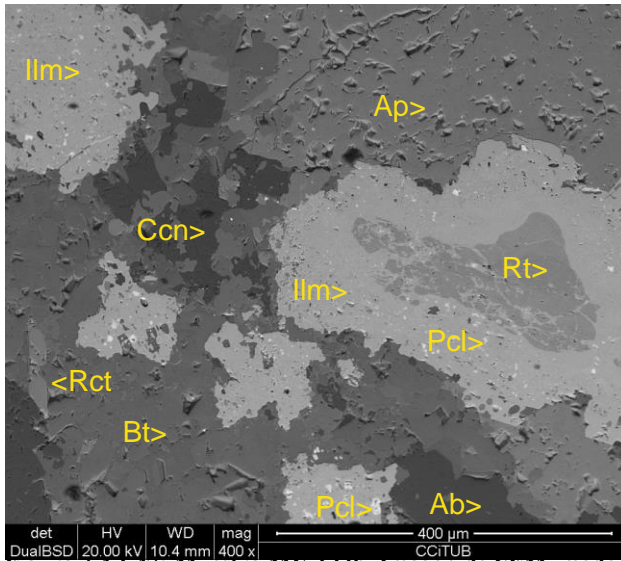


Figura 3.4.1.47: Muestra MV-122b. Imagen de SEM, modo BSE: Ilmenita (Ilm) con inclusiones de pirocloro secundario (Pcl) reemplaza a ilmenorutilo (Rt). La matriz está formada por biotita (Bt) y richterita (Rct) con cancrinita secundaria (Ccn) y apatito (Ap).

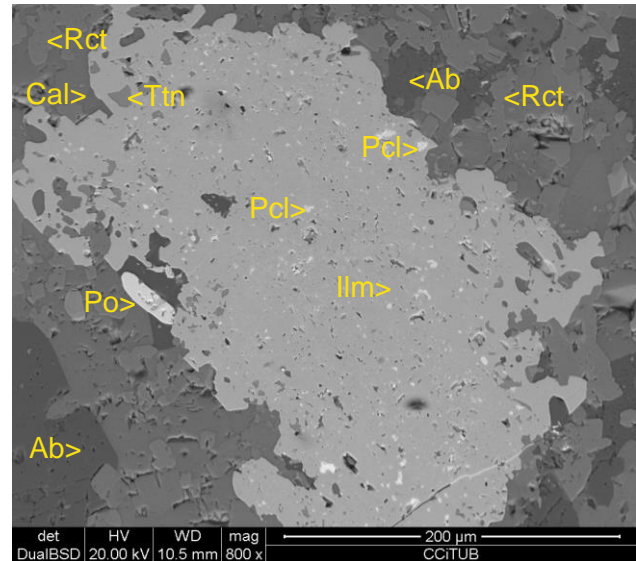


Figura 3.4.1.48: Muestra MV-122b. Imagen de SEM, modo BSE: Detalle de ilmenita-pirofanita (Ilm) con inclusiones de pirocloro (Pcl) reemplazado por titanita (Ttn). El resto de la asociación comprende biotita (Bt), richterita (Rct), albite (Ab), piroxena (Po) y calcita (Cal).

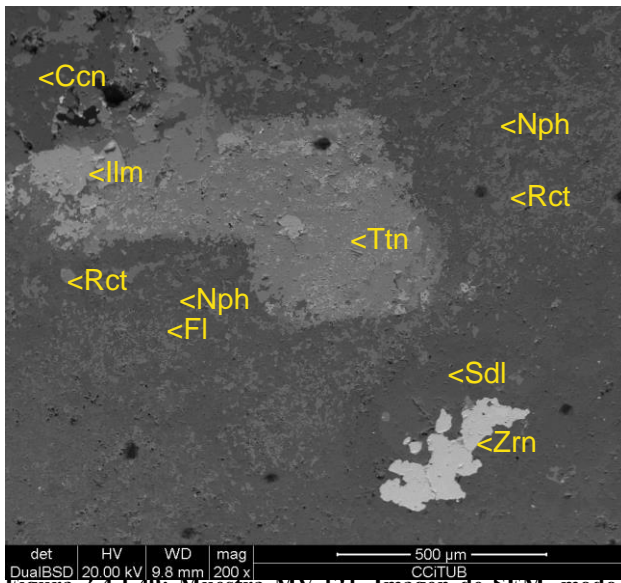


Figura 3.4.1.49: Muestra MV-121. Imagen de SEM, modo BSE: Titanita (Ttn) reemplazando ilmenita (Ilm); la richterita (Rct) es reemplazada por nefelina (Nph) con fluorita intersticial (Fl). Sodalita (Sdl) con zircón (Zrn) y cancrinita (Ccn) reemplazan el conjunto.

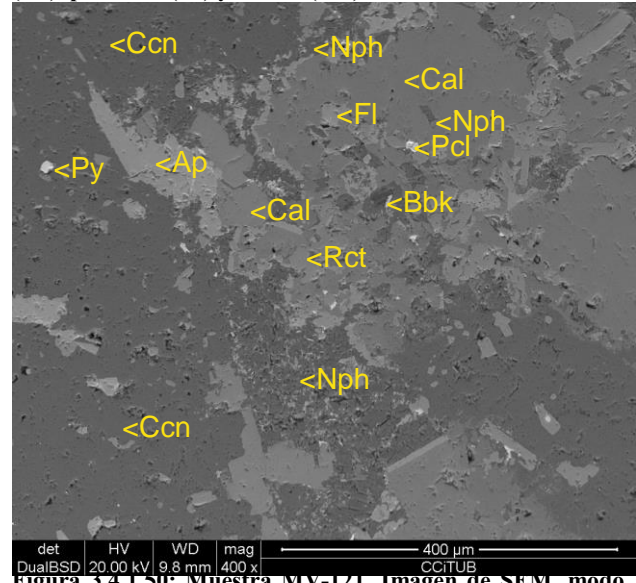


Figura 3.4.1.50: Muestra MV-121. Imagen de SEM, modo BSE. Richterita (Rct), nefelina (Nph) y apatito (Ap) reemplazados por cancrinita (Can), con calcita (Cal), pirita (Py), burbankita (Bbk), fluorita (Fl) y pirocloro secundario (Pcl).

La cancrinita $[(\text{Na}, \text{Ca}, \square)_8(\text{Al}_6\text{Si}_6)\text{O}_{24}(\text{CO}_3, \text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ es criptocristalina y de aspecto sucio en lámina delgada en luz transmitida, con birrefringencia alta con analizador, destacando por tanto con respecto los demás silicatos. Como aspecto muy interesante desde el punto de vista metalogenético, hay que remarcar que la cancrinita puede estar asociada con fluorita, diversos carbonatos de REE, como por ejemplo calcioancilita-(Ce) $[(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Sr})\text{CO}_3(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})]$ y burbankita $[(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce})_3(\text{CO}_3)_5]$, todos ellos también de tamaño de grano muy fino y por lo general alotriomórficos (figura 3.4.1.50), así como con una generación de pirocloro secundario.

3.4.2. BRECHAS CON MATRIZ CARBONATÍTICA

Se han observado brechas formadas por fragmentos de granitos fenitizados de tamaño muy variable y morfología angulosa cementados por una matriz de composición calciocarbonatítica (figura 3.4.2.1, 3.4.2.2), compuesta mayoritariamente por calcita de grano grueso, con aspecto nítido y tono entre blanco y gris claro.



Figura 3.4.2.1: Muestra MV-205. Muestra serrada y preparada para realizar lámina delgada. Matriz de calciocarbonatita compuesto principalmente por calcita de grano grueso.

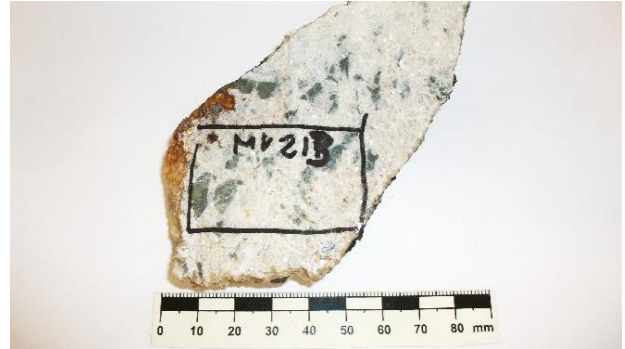


Figura 3.4.2.2: Muestra MV-213. Muestra serrada y preparada para realizar lámina delgada. Matriz de carbonatita con calcita abundante y megacrístales de augita egirínica.

La calcita es la fase principal de esta matriz, con una proporción modal superior al 80%. Presenta una textura fanerítica con cristales alotriomórficos de tamaño de grano superior a 1 milímetro (figura 3.4.2.3, 3.4.2.4). No hay una sola generación de calcita. La mayor parte de granos de carbonato muestran texturas de equilibrio con el resto de minerales, pero algunos los reemplazan a todos.

Es también común la augita egirínica diseminada entre calcita, en forma de cristales subidiomórficos, de un tamaño superior al milímetro, con inclusiones de apatito y calcita en su interior (figura 3.4.2.3 a 3.4.2.6).

La matriz presenta también cristales de fluorapatito hipidiomórficos, de hábito prismático corto, con tamaño milimétrico (figura 3.4.2.5, 3.4.2.6). Algunos granos muestran una zonación irregular debido a contenidos variables de Sr y Si hacia el borde de grano. Además contienen inclusiones subredondeadas de calcita y pirocloro enriquecido en U y Ti, ambas fases de tamaño aproximado de 50 micras.

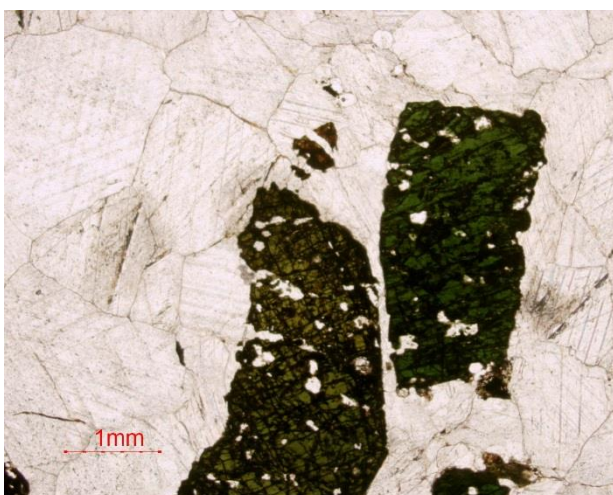


Figura 3.4.2.3: Muestra MV-213. PPL. Aspecto general de la matriz calciocarbonatítica. Calcita de grano grueso con augita egirínica (verde oscuro) y pirocloro (fracturado, marrón-rojizo, centro de la imagen).

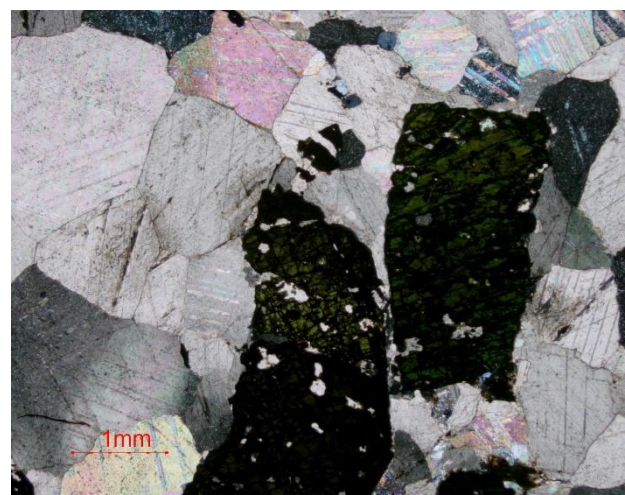


Figura 3.4.2.4: Muestra MV-213. Imagen anterior con nicoles cruzados. Augita egirínica (colores de interferencia enmascarados), pirocloro (isótropo) y calcita con colores de interferencia de cuarto orden y maclas polisintéticas.

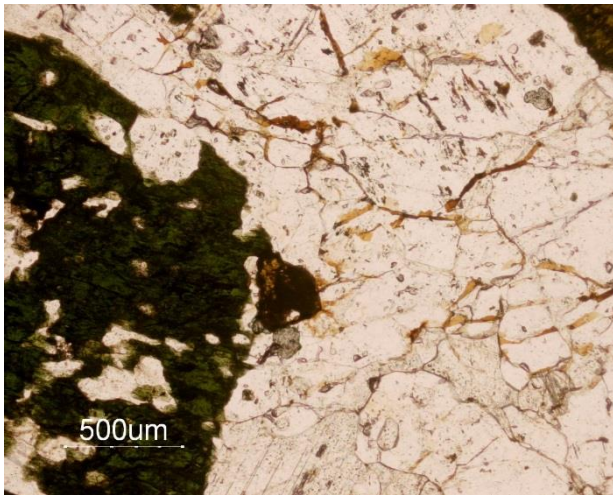


Figura 3.4.2.5: Muestra MV-213. PPL. Augita egrínica (verde oscuro izquierda), pirocloro (marrón-rojizo, centro de la imagen) y apatito rico en inclusiones fluidas, intercrecido con calcita.

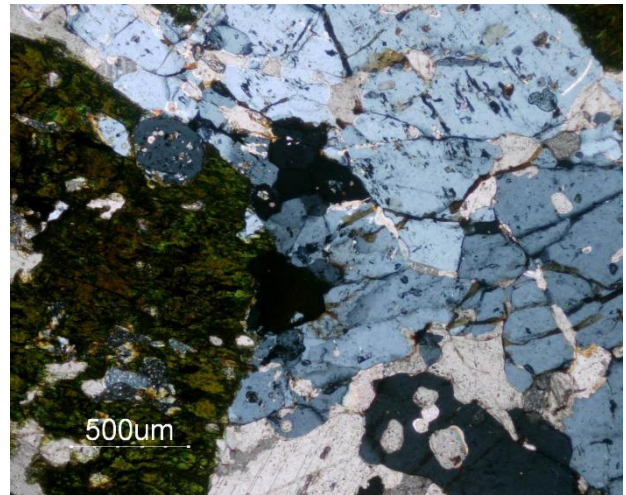


Figura 3.4.2.5: Muestra MV-213. Imagen anterior con nicoles cruzados. La augita egrínica presenta colores de interferencia enmascarados; el apatito, colores de interferencia grises de primer orden.

Se ha identificado también el mismo pirocloro en forma de cristales aislados en la matriz. En este caso, presenta una morfología idiomórfica a hipidiomórfica, octaédrica, de tamaño milimétrico y color marrón-rojizo en lámina delgada. En algunos de estos cristales se produjo una fracturación, siendo rellenado el espacio entre los fragmentos por calcita de la matriz (figura 3.4.2.7). Es posible que en este momento se produjera el reemplazamiento de pirocloro original por sucesivas generaciones de pirocloro rico en Ti y U, pues este pirocloro no es homogéneo y presenta evidencias de sucesivos reemplazamientos. Por otra parte, este pirocloro puede aún estar pseudomorfizado por otra generación más tardía empobrecida en U, pero con mayores proporciones de Ba, Si, vacantes y agua en la estructura. Por todo ello, este pirocloro tardío presenta un aspecto más oscuro en imágenes de SEM modo BSE (figura 3.4.2.8 y 3.4.2.9).

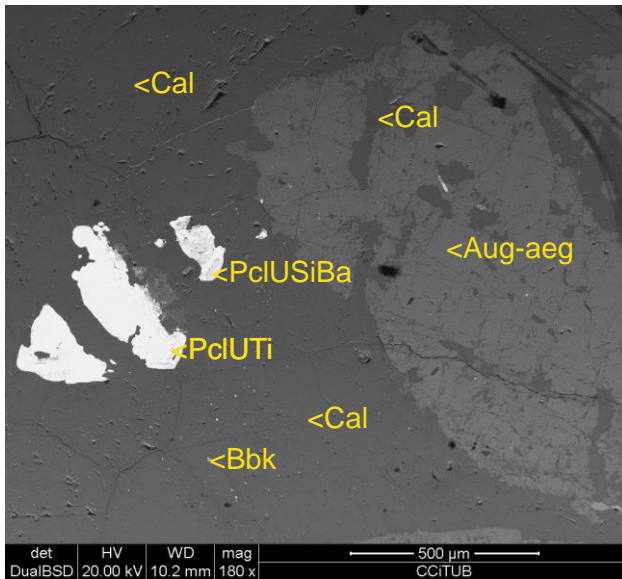


Figura 3.4.2.7: Muestra MV-213. Imagen de SEM, modo BSE. Dos generaciones de calcita (Cal), la primera en equilibrio con pirocloro (Pcl) y augita egrínica (Aug-aeg); la segunda corta a la augita egrínica y al pirocloro y puede estar relacionada con el pirocloro tardío (PclUTi y PclUSiBa) y con burbankita (Bbk).

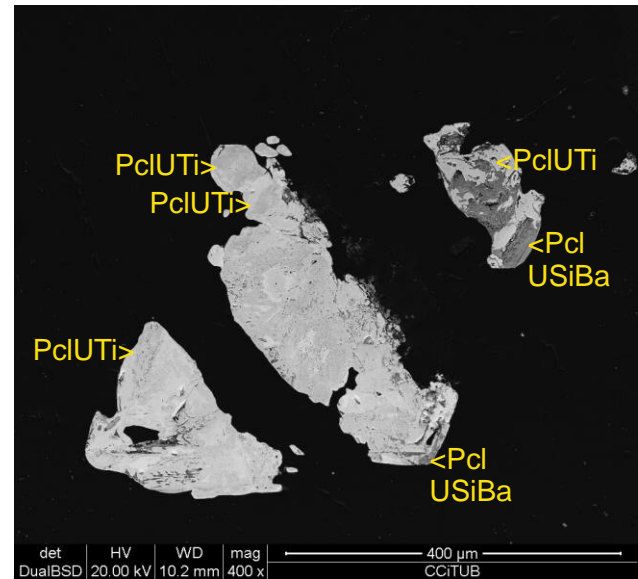


Figura 3.4.2.8: Muestra MV-213. Imagen de SEM, modo BSE. Cristal de pirocloro cortado por calcita tardía. Un primer pirocloro con zonación patchy rico en U y Ti (PclUTi) es reemplazado por otra generación de pirocloro rica en Si y Ba (PclUSiBa).

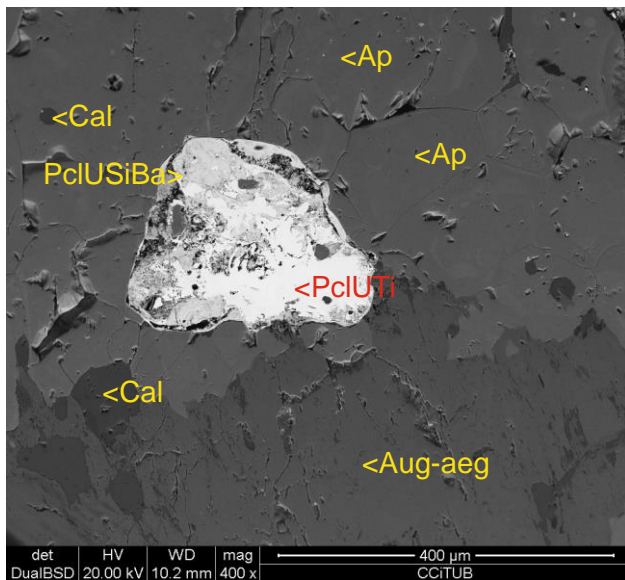


Figura 3.4.2.9: Muestra MV-213. Imagen de SEM, modo BSE. Apatito (Ap), augita egirínica (Aug-aeg), calcita (Cal) y pirocloro; éste ha sido reemplazado por dos generaciones de pirocloro.

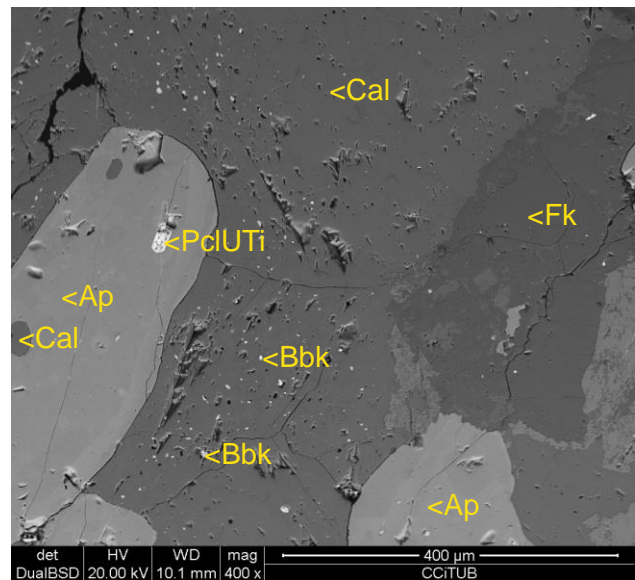


Figura 3.4.2.10: Muestra MV-213. Imagen de SEM modo BSE. Calcita (Cal) reemplazada por burbankita de grano fino (Bbk) según la exfoliación, apatito zonado (Ap) con inclusiones de pirocloro (PclUTi). Se ven además xenolitos de fenitas, con feldespato potásico (Fk).

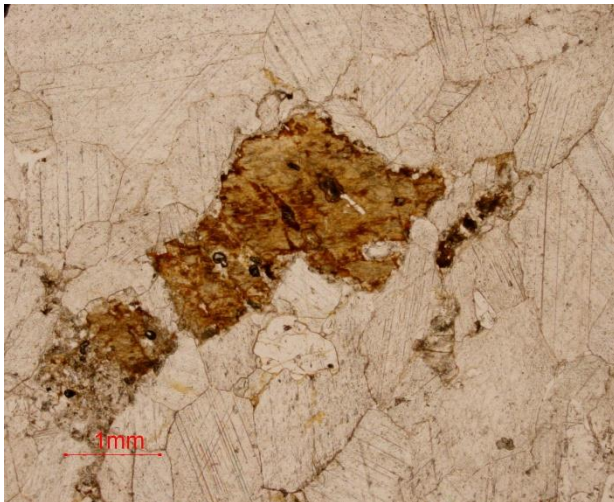


Figura 3.4.2.11: Muestra MV-213. Luz transmitida, PPL. Xenocristales de biotita reemplazados por calcita y apatito de la matriz carbonatítica.

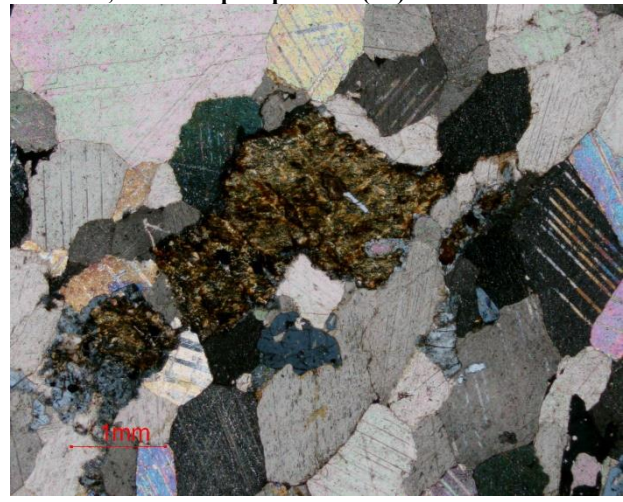


Figura 3.4.2.12: Muestra MV-213. La imagen anterior con nículos cruzados. A destacar los puntos triples entre los cristales de calcita.

En asociación con la calcita tardía aparece burbankita $[(Na,Ca)_3(Sr,Ba,Ce)_3(CO_3)_5]$ de tamaño inferior a 20 micras, distribuida entre los planos de exfoliación de la calcita primaria (figura 3.4.2.10).

Por otra parte, la matriz carbonatítica contiene xenolitos de fenitas (figura 3.4.2.10) o xenocristales de silicatos alcalinos procedentes de los fragmentos de fenitas a los que ha asimilado. Se han identificado, en particular, granos aislados de feldespato potásico (figura 3.4.2.7) o de biotita (figura 3.4.2.11, 3.4.2.12). Todos ellos son alotriomórficos, de tamaño de grano muy variable y pueden estar reemplazados por la calcita y el apatito de la matriz.

3.5. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS FENÍTICAS DE MONTE VERDE

El complejo de Monte Verde se encuentra encajado en granitoides de edad Precámbrico afectados por intensos procesos de fenitización. Las fenitas componen una unidad de extensión importante, siendo susceptible de ser cartografiada incluso a escala 1:25.000, que presenta una morfología anular y que envuelve a los diversos anillos de intrusiones alcalinas (figura 3.2.4).

Estos procesos de alteración están relacionados con los fluidos hidrotermales alcalinos asociados con la cristalización de las rocas carbonatíticas y diversos tipos de rocas alcalinas y se dan en el contacto entre estas intrusiones y sus rocas encajantes. Puesto que se trata de fluidos hidrotermales que producen una interacción con la roca de caja, según fuera la proximidad al contacto entre los intrusivos y su encajante granítico se distinguirán diversos grados de fenitización. De este modo, en las zonas más alejadas de los centros alcalinos y carbonatíticos los granitos encajantes han sido poco alterados por los fluidos hidrotermales y, por tanto, todavía preservan algunas de las texturas y de las asociaciones minerales primarias de los granitoides (figura 3.5.1); no obstante, el grado de reemplazamiento aumenta con la proximidad a los intrusivos, llegando a producirse una roca muy diferente de la anterior, en la que se ha borrado todo rasgo de la textura y mineralogía originales de los granitoides. Este tipo de alteración se localiza en la parte oriental del anillo fig. 3.5.2).

La alteración dominante en el Macizo de Monte Verde es del tipo potásica, caracterizada por presentar diversas generaciones de feldespato potásico y biotita. No obstante, de forma superpuesta se observa una alteración sódica con la formación de minerales sódicos, como albita, richterita, nefelina y sodalita. Por otra parte, como procesos muy tardíos a la fenitización se identifican procesos de silicificación y cristalización de vetas de calcita secundaria. Las fenitas son importantes desde el punto de vista metalogenético porque pueden contener mineralizaciones de pirocloro, además de carbonatos y fosfatos de REE.

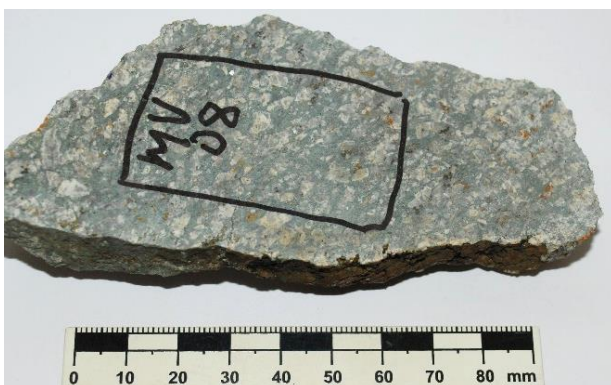


Figura 3.5.1: Muestra MV-206. Muestra serrada y preparada para realizar lámina delgada. Fenitización moderada del granito encajante.



Figura 3.5.2: Muestra MV-232. Muestra serrada y preparada para realizar lámina delgada. Brecha magmática con fragmentos de granitos fuertemente fenitizados, rojizos, con feldespato potásico y óxidos de hierro secundarios.

Así pues, los granitoides situados en posición más distal, los cuales están sólo parcialmente reemplazados por los fluidos hidrotermales alcalinos causantes de la fenitización, conservan todavía cristales relictos del granito original y la textura granuda original. Por consiguiente, se identifican relictos de plagioclasa de tonalidad marrón y con aspecto turbio por alteración. En todo caso, estos

relictos quedan con formas corroídas y, por tanto, con tendencia a ser alotriomórficas. No obstante, en nícoles cruzados todavía se aprecian en ellas las típicas maclas polisintéticas (figura 3.5.3, 3.5.4).

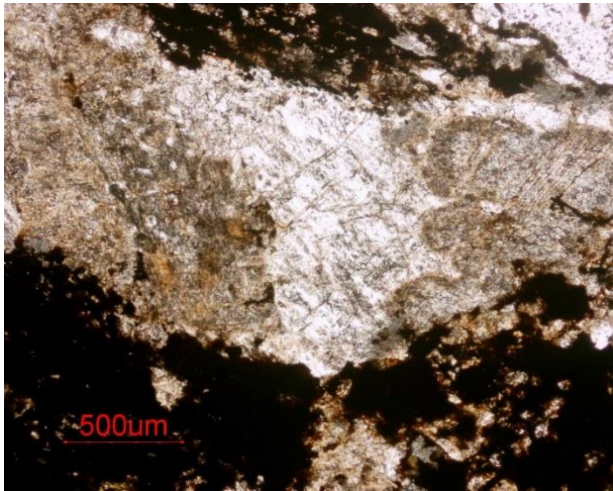


Figura 3.5.3: Muestra MV-02a PPL. Microclina (en el centro más nítido) corta plagioclasa. Ambas fases están reemplazadas por una asociación secundaria y opaca.

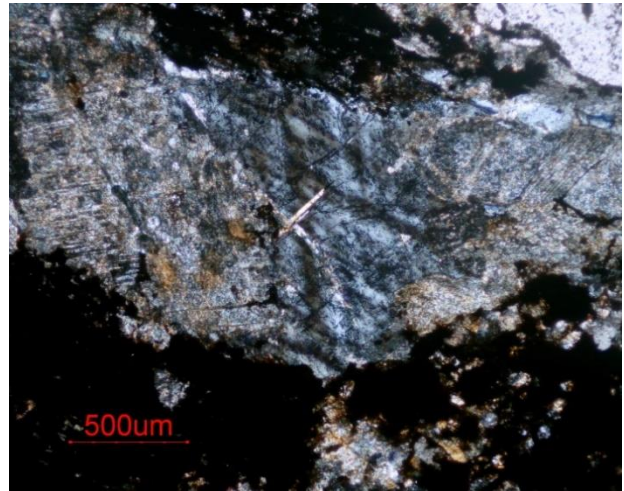


Figura 3.5.4: Muestra MV-02a. Imagen anterior con nícoles cruzados. Se distingue las maclas polisintéticas en la plagioclase y en parrilla en la microclina.

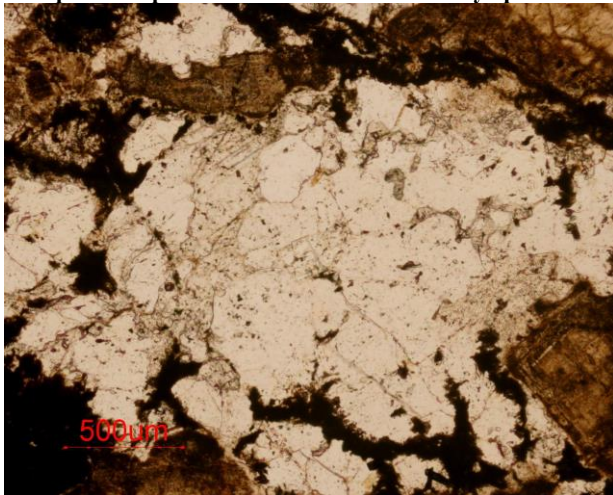


Figura 3.5.5: Muestra MV-02b PPL: Cuarzo secundario cortado por calcita; ambos reemplazan albita y feldespato de la fenita.

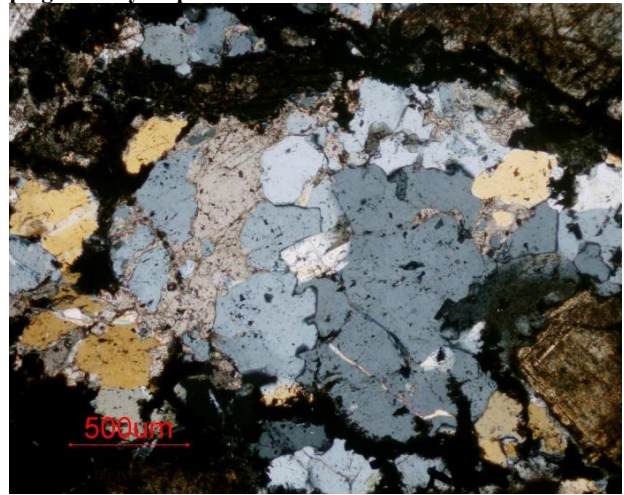


Figura 3.5.6: Muestra MV-02b: imagen anterior con nícoles cruzados. Cuarzo secundario de aspecto nítido cortado por calcita de mayor birrefringencia.

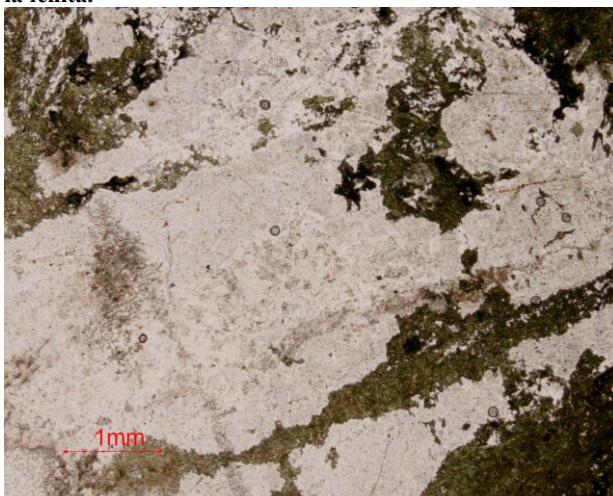


Figura 3.5.7: Muestra MV-235b PPL. Feldespato potásico secundario y vetas de augita egirínica (verde oscuro) de grano fino cortan plagioclase del granito primario.

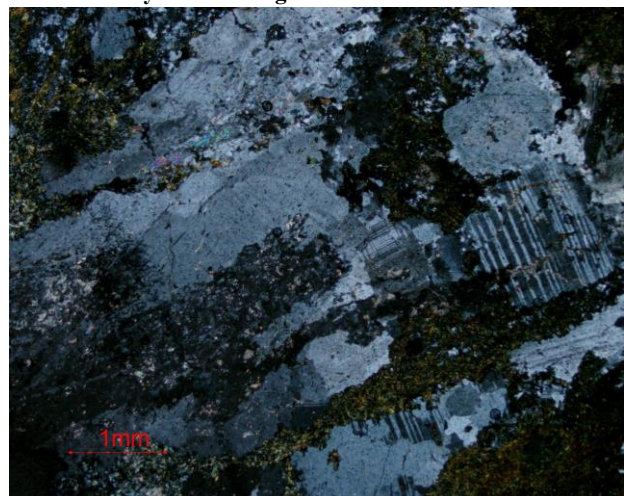


Figura 3.5.8: Muestra MV-235b Imagen anterior con nícoles cruzados. Feldespato potásico secundario y vetas de augita egirínica de grano fino cortan plagioclase.

Por lo general, la plagioclasa primaria del granito está pseudomorfizada a partir de los bordes de grano por una generación de microclina secundaria, de aspecto más limpio, con maclas en parrilla características (figura 3.5.3, 3.5.4) y que corresponde al estadio de fenitización potásica. Reemplazando ambos minerales, se aprecian agregados de cuarzo alotriomórfico, nítido y filones de calcita hidrotermal intersticial (figura 3.5.5, 3.5.6).

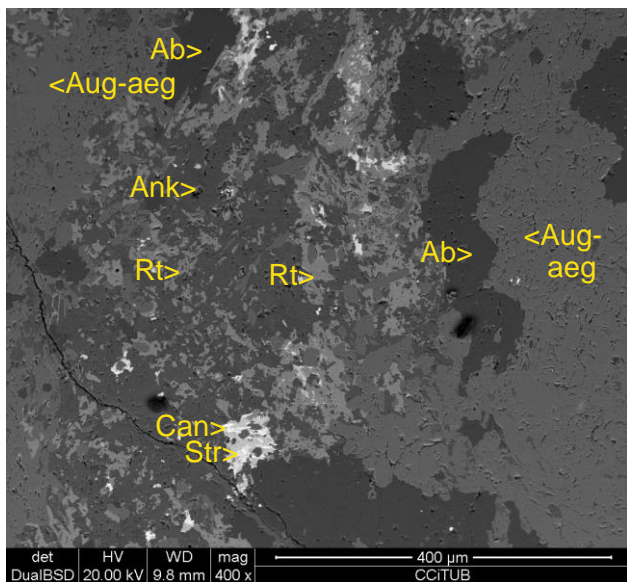


Figura 3.5.9: Muestra MV-235b. Imagen de SEM, modo BSE. Ankerita (Ank) y rutilo (Rt) con estroncianita (Str) y calcioancylita (Can) reemplazan albita (Ab) y augita egirínica (Aug-aeg).

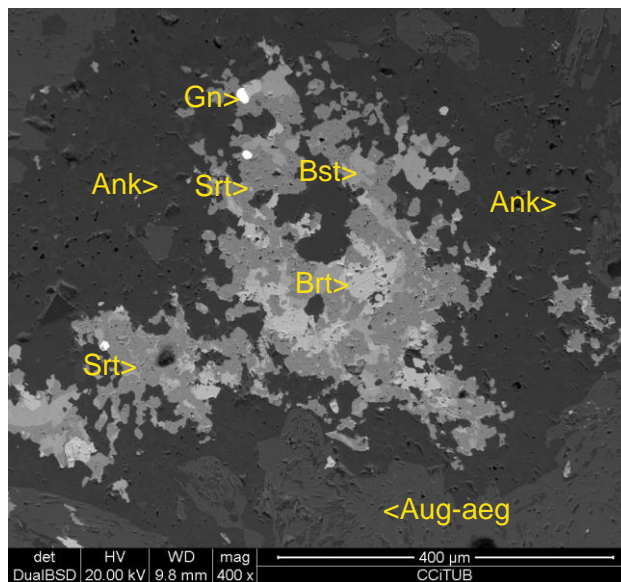


Figura 3.5.10: Muestra MV-235b, imagen de SEM modo BSE. Ankerita (Ank) asociada a estroncianita (Str), barita (Brt), bastnäsite (Bst) y galena (Gn) reemplazando augita egirínica (Aug-aeg).

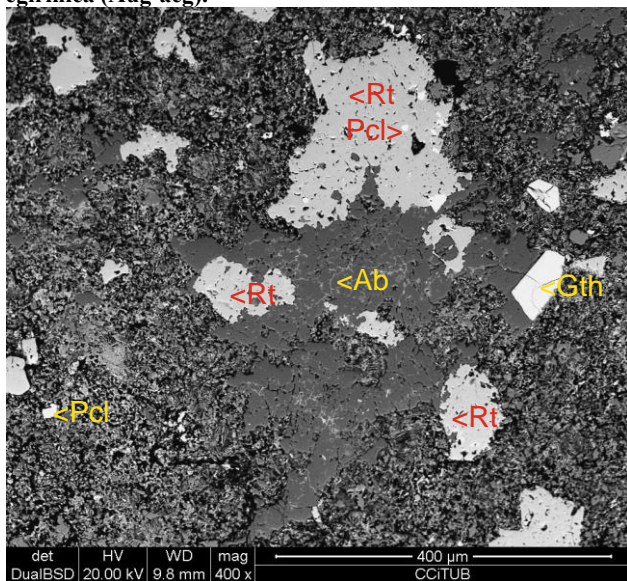


Figura 3.5.11 Muestra MV-02d. Imagen de SEM, en modo BSE. Granitoide fenitizado con feldespatos originales albitizados (Ab), con la albita asociada a grandes cristales de hematites (Hem) y rutilo (Rt) que engloba restos de pirocloro (Pcl). Estas asociaciones son cortadas a su vez por asociaciones de tamaño de grano mucho más fino compuestas por biotita secundaria con ankerita y óxidos de hierro.

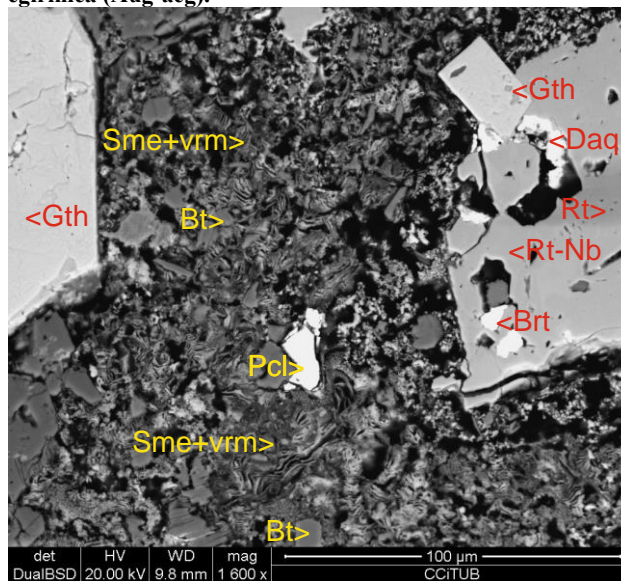


Figura 3.5.12 Muestra MV-02d. Imagen de SEM, en modo BSE. Pirocloro (Pcl) tardío asociado a una matriz criptocristalina compuesta por biotita (pseudomorfizada por arcillas expansivas y vermiculita) y ankerita. Ilmenorutilo (Rt) cortado por rutilo con barita (Brt) y daqingshanite-(Ce) (Daq) reemplazando pirita alterada a goethita (Gth).

En la zona oriental de la unidad de rocas fenitizadas, los granitos, además de presentar las alteraciones a feldespatos alcalinos, están reemplazados por agregados de augita egirínica de tono verdoso y grano fino que cortan a los cristales primarios de plagioclasa (3.5.7, 3.5.8). Asociado al clinopiroxeno se observan filones secundarios formados por un intercrecimiento de rutilo y ankerita

que contienen granos de estroncianita [SrCO_3] y calcioancilita-(Ce) $[(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Sr})\text{CO}_3(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})]$ de grano inferior a 50 micras (figura 3.5.9). La ankerita secundaria puede contener agregados de estroncianita y barita con galena y bastnäsita-(Ce) $[\text{CeCO}_3\text{F}]$ rica en Th (figura 3.5.10).

En algunas de las muestras se observan zonas de reemplazamiento de las paragénesis precoces feldespaticizadas por una asociación de tamaño de grano muy fino, compuesta por los siguientes minerales: biotita (casi totalmente pseudomorfizada por vermiculita y por arcillas esmectíticas), hematites y ankerita rica en manganeso. Entre estas fases se observa una generación tardía de pirocloro con Th y Ce (figura 3.5.11, 3.5.12), fenocristales de ilmenorutilo de hasta 400 micras de diámetro con inclusiones de pirocloro secundario rico en Th-Ce en su interior (figura 3.5.11) además de barita y daqingshanita-(Ce) $[\text{Sr}_3\text{CePO}_4(\text{CO}_3)_3]$ (figura 3.5.12). Se aprecia abundante pirita euedrica que ha sido pseudomorfizada por goethita.

Las fenitas con un grado de alteración elevado están compuestas por una asociación de óxidos de hierro y feldespato potásico secundario de tamaño de grano muy fino y tonalidad rojiza (figura 3.5.13) con inclusiones de óxidos de hierro. Se pueden diferenciar, además, por lo menos dos generaciones de feldespato potásico secundario. La primera de estas generaciones presenta un aspecto sucio en microscopía de luz transmitida (posiblemente, debido a la presencia de microinclusiones de hematites, lo que conferiría el color rojizo característico de estas rocas fenitizadas) y abundante porosidad submicroscópica rellena de microinclusiones fluidas muy irregulares, de menos de 4 micras de longitud, mientras que la segunda aparenta ser mucho más limpia y más pobre en inclusiones fluidas.

De este modo, el feldespato potásico precoz presenta vetillas tardías, rellenas en primera instancia por feldespato potásico de la segunda generación asociado con intercrecimientos de zircón y pirocloro rico en Ba y Sr (figura 3.5.14, 3.5.15). A su vez, este pirocloro rico en Ba está reemplazado por una generación de pirocloro tardía más rica en Ba y Th, por lo que destaca en las imágenes de SEM en modo BSE (figura 3.5.16) al presentar un brillo más intenso debido a la presencia de elementos con número atómico más elevado.

Las zonas feldespaticizadas, a su vez, quedan cortadas por vetillas con una asociación de cuarzo y goethita (figura 3.5.17). La goethita es de origen supergénico y su origen debe buscarse en el pseudomorfismo de la abundante pirita primaria euédrica, ya que en muchos casos se ha preservado la morfología original.

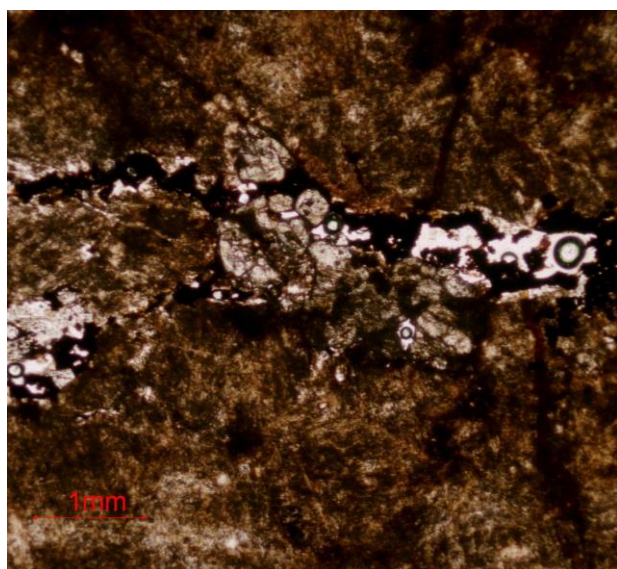


Figura 3.5.13. Muestra MV-231. Luz transmitida, PPL. Aspecto general de la alteración por feldespato potásico con óxidos de hierro. Zircón (rosado, alto relieve) y pirocloro (casi opaco) con cuarzo en una vetilla dentro del feldespato turbio.

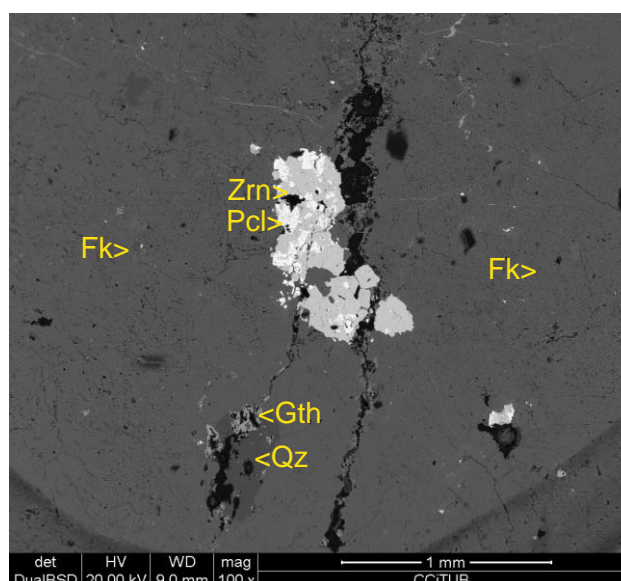


Figura 3.5.14. Muestra MV-231. Imagen anterior con SEM modo BSE. Vetas en feldespato potásico (FK) rellenas de cuarzo (Qz), zircón (Zrn) y pirocloro (Pcl); en las vetas también goethita secundaria producida por alteración supergénica de piritas.

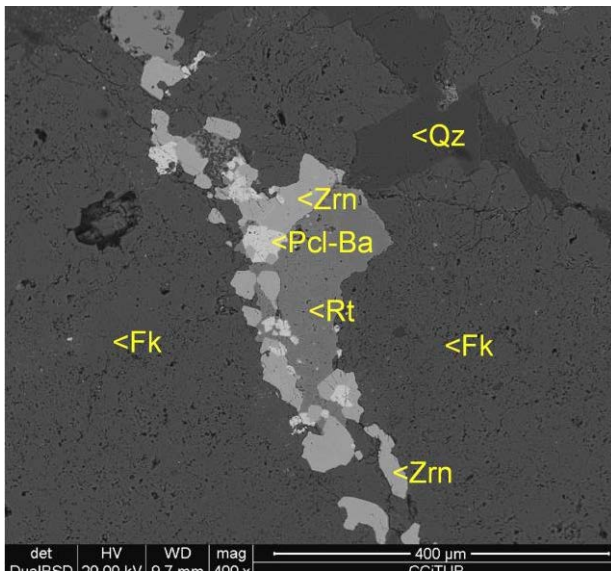


Figura 3.5.15. Muestra MV-231. Imagen de SEM, modo BSE. Vetilla en feldespato potásico (FK) de la alteración fenítica, rellena por ilmenorutilo (Rt), zircón (zrn), pirocloro secundario rico en Ba (Pcl) y cuarzo (Qz).

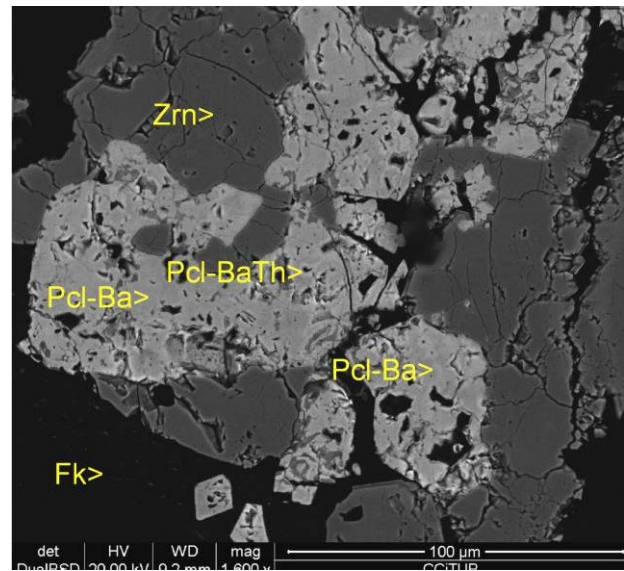


Figura 3.5.16. Muestra MV-231. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de las vetillas en feldespato potásico (FK) de la alteración fenítica, rellenas por pirocloro secundario rico en Ba (Pcl) intercrecido con zircón hidrotermal (Zrn).

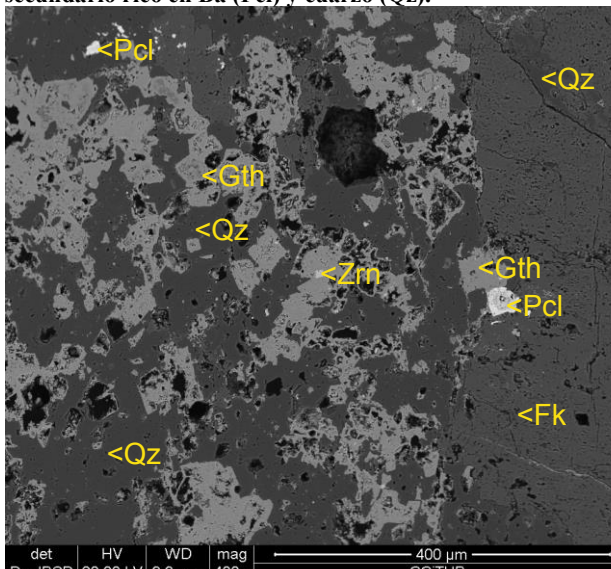


Figura 3.5.17. Muestra MV-231. Imagen de SEM, modo BSE. Veta con cuarzo (Qz) y goethita (Gth) cortando feldespato potásico (FK). En la veta se reconocen cristales idiomórficos de pirocloro (Pcl) o de zircón (Zrn) dentro de cuarzo o entre la goethita secundaria (Gth), formada por meteorización de pirita.

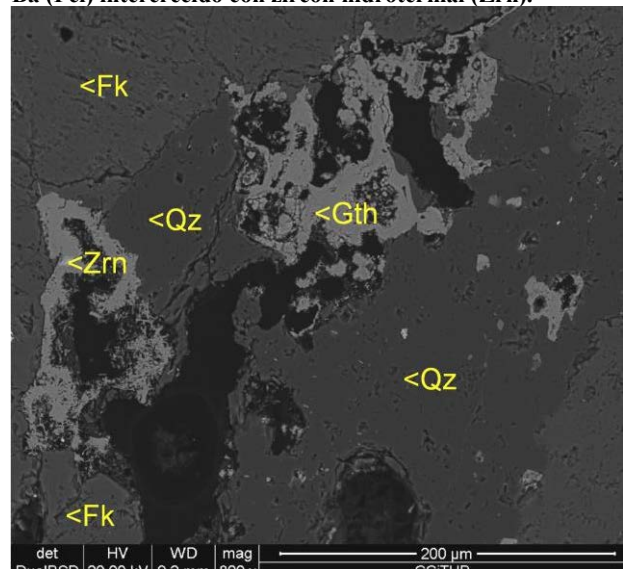


Figura 3.5.18. Muestra MV-231. Imagen de SEM, modo BSE. Detalle de veta con cuarzo (Qz), zircón (Zrn) y goethita (Gth, reemplazando pirita) cortando feldespato potásico.

Se dispone alrededor de granos de zircón, lo que sugiere que la pirita original podría haberse formado posteriormente a este mineral, como se observa en las figuras 3.5.17, 3.5.18, en las que el zircón es residual.

El cuarzo secundario asociado a goethita contiene fosfatos de tierras raras de tamaño inferior a 50 micras. Se han identificado dos tipos de minerales: cristales fibrosos prismáticos que corresponden a rabdofana-(Ce) [$\text{CePO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$] y otro fosfato de hábito hexagonal, enriquecido en La y Ce. En las imágenes obtenidas con SEM en modo BSE, este último mineral presenta un brillo menor que rabdofana-(Ce) (figura 3.5.19). Finalmente, y reemplazando a ambos fosfatos, se ha determinado la presencia de pequeñas cantidades de un carbonato de Ce criptocristalino de formación ya muy tardía (figura 3.5.20).

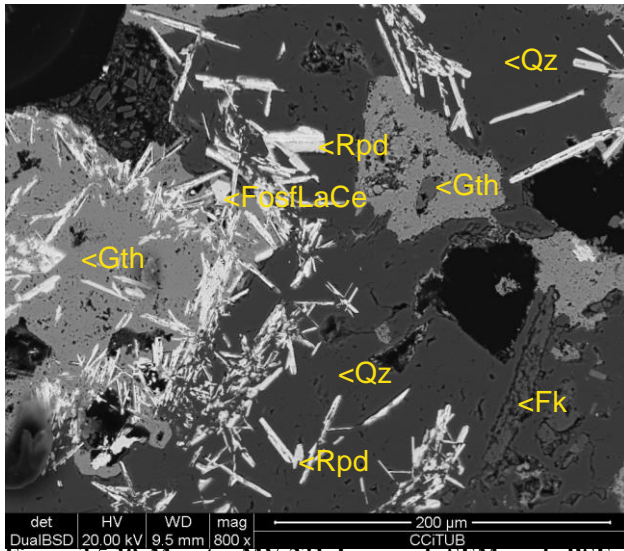


Figura 3.5.19. Muestra MV-231. Imagen de SEM modo BSE. Rabdofana-(Ce) (Rpd) y brockita (Bck) entre cuarzo (Qz) y pirita (ésta, totalmente alterada por goethita, Gth).

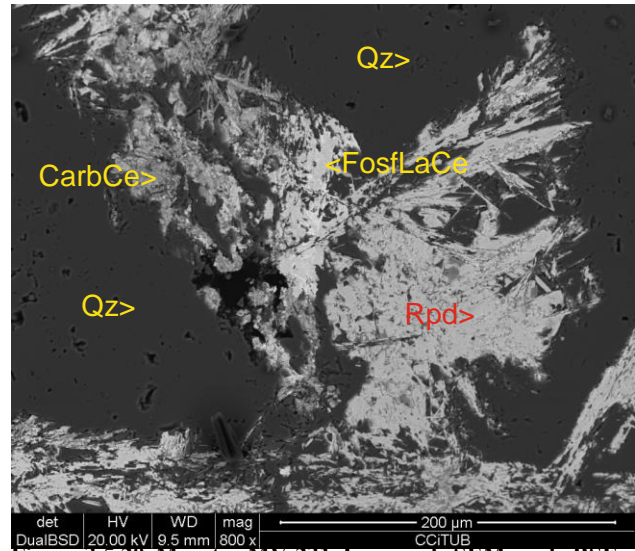


Figura 3.5.20. Muestra MV-231. Imagen de SEM modo BSE. Cuarzo con rabdofana-(Ce) y un fosfato de La y Ce intercrecidas y reemplazadas por carbonato de Ce muy tardío.

3.6. PETROGRAFÍA DE LOS DIQUES ALCALINOS DE MONTE VERDE

El conjunto de diques alcalinos presentes en el complejo de Monte Verde corta las unidades de rocas plutónicas intrusivas, brechas carbonatíticas y rocas fenitizadas. Siguen direcciones variables, de forma que describen un anillo visto en planta alrededor de la intrusión central (figura 3.2.4). Se ha identificado dos tipos de diques principales: traquitas de feldespato alcalino con sodalita y traquitas nefelínicas. En el último grupo, se han identificado asociaciones agpaíticas con minerales ricos en álcalis, HFSE y REE.

3.6.1. TRAQUITAS DE FELDESPATO ALCALINO CON SODALITA

Los diques de traquitas de feldespato alcalino y sodalita presentan en afloramiento o muestra de mano una tonalidad gris oscuro y textura afanítica con escasos fenocristales. En lámina delgada, presentan textura porfídica compuesta por fenocristales milimétricos de augita (figura 3.6.1.1, 3.6.1.2), con menores cantidades de anortoclasa (figura 3.6.1.3, 3.6.1.4) y kaersutita (figura 3.6.1.6). La matriz es afanítica, formada principalmente por sanidina, anortoclasa, albita y augita titánica y vidrio volcánico.

Los fenocristales de augita son idiomórficos, de tamaño milimétrico y constituyen el 60-75% modal de los fenocristales. Presentan una zonación concéntrica, con núcleos de augita de tendencia diopsídica y bordes más rosados más ricos en titanio (figura 3.6.1.1, 3.6.1.2).

A su vez, puede presentar un sobrecrecimiento delgado de color rojizo de enigmatita, $\text{Na}_4(\text{Fe}_{10}^{2+}\text{Ti}_2)\text{O}_4[\text{Si}_{12}\text{O}_{36}]$, un inosilicato rico en Na y Ti (figura 3.6.1.5).

En algunas de las muestras se aprecian fenocristales idiomórficos de anortoclasa zonados, de hábito tabular y de varios milímetros de longitud, envueltos por la matriz fina (figura 3.6.1.3, 3.6.1.4). Su proporción modal no ultrapasa nunca el 5%, pudiendo estar ausentes. La parte del núcleo del cristal es rica en inclusiones elongadas de vidrio volcánico, y es de composición más sódica.

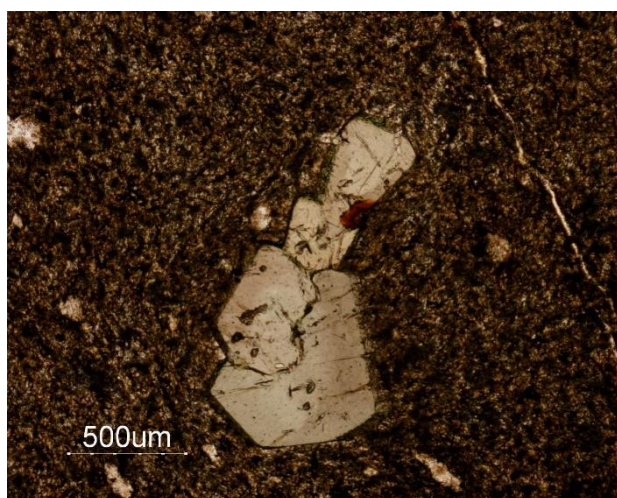


Figura 3.6.1.1. Muestra MV-107. PPL. Aspecto general del dique con fenocristales de augita zonados y con un borde de enigmatita (tono rojizo) entre la matriz afanítica.

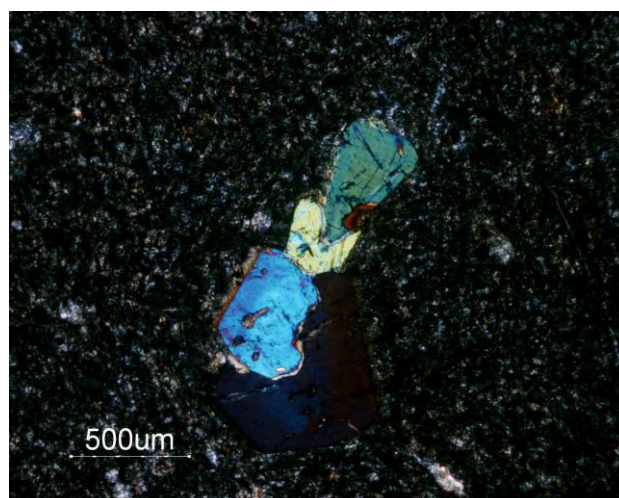


Figura 3.6.1.2. Muestra MV-107. Imagen anterior con nicoles cruzados. Aspecto de la augita.

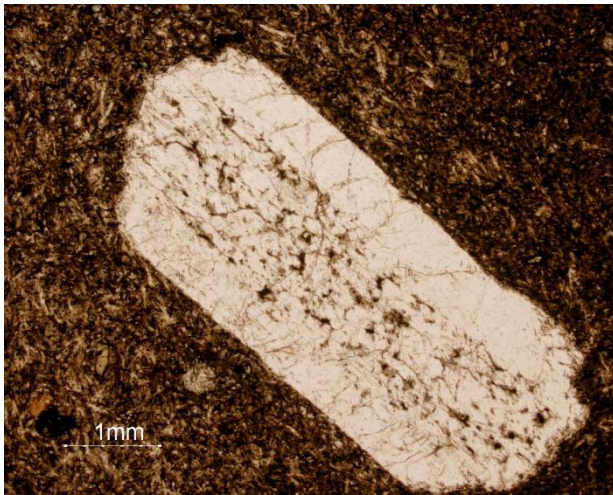


Figura 3.6.1.3. Muestra MV-a5. PPL. Fenocrystal de anortoclasa zonado entre la matriz de grano fino.

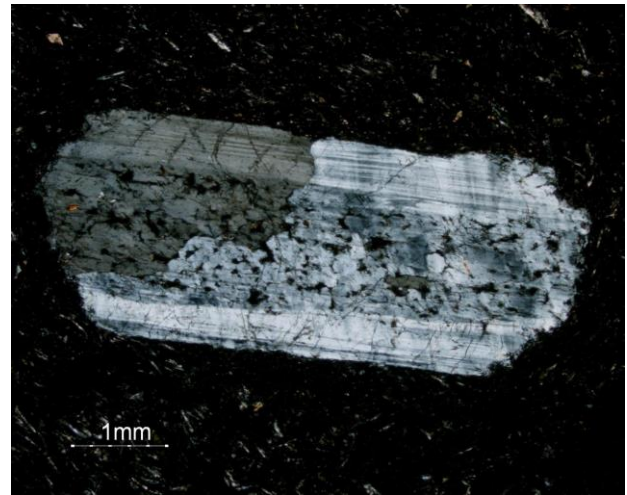


Figura 3.6.1.4. Muestra MV-a5. Imagen anterior con nicoles cruzados. Anortoclasa con maclas en parrilla.

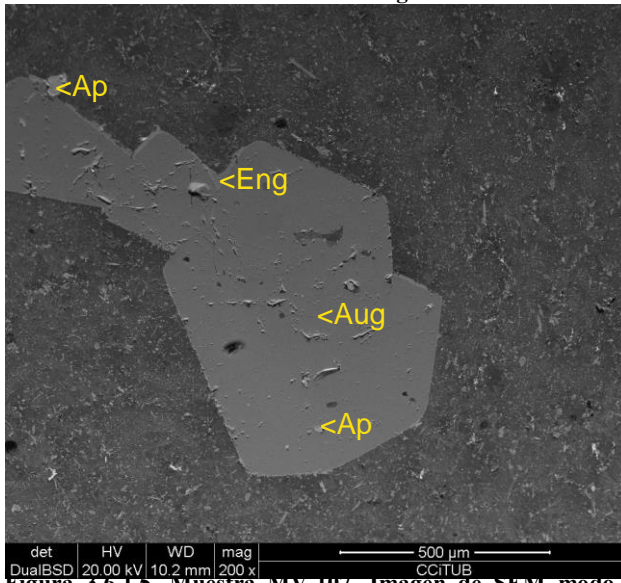


Figura 3.6.1.5. Muestra MV-107. Imagen de SEM modo BSE. Augita (Aug) con inclusiones de apatito (Ap) y borde de enigmatita (Eng).

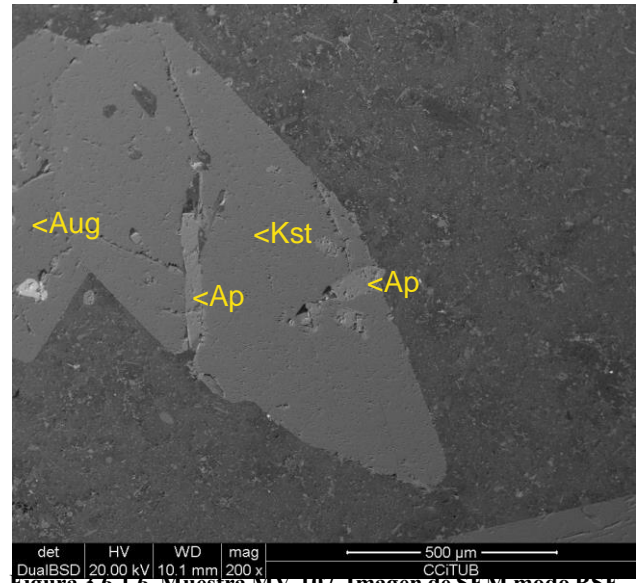


Figura 3.6.1.6. Muestra MV-107. Imagen de SEM modo BSE. Fenocrystal de kaersutita (Kst) con inclusiones de apatito (Ap) y augita (Aug) entre matriz afanítica.

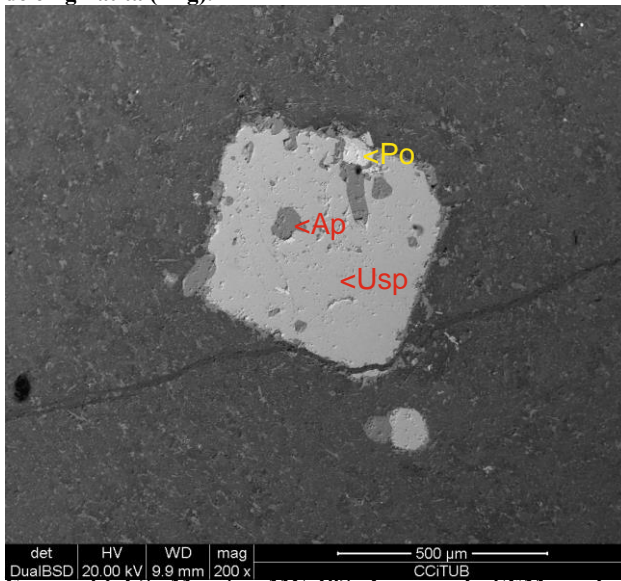


Figura 3.6.1.7. Muestra MV-107. Imagen de SEM modo BSE. Ulvöspinela (Usp) con inclusiones de apatito (Ap) y pirrotina (Po) entre la matriz afanítica.

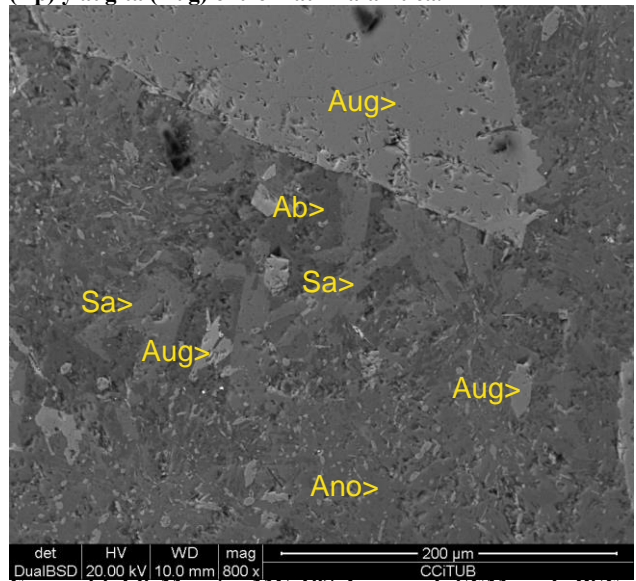


Figura 3.6.1.8. Muestra MV-107. Imagen de SEM modo BSE. Fenocrystal de augita Aug) envuelto por matriz de sanidina (Sa), anortoclasa (Ano), augita titánica (Aug) y albita (Ab).

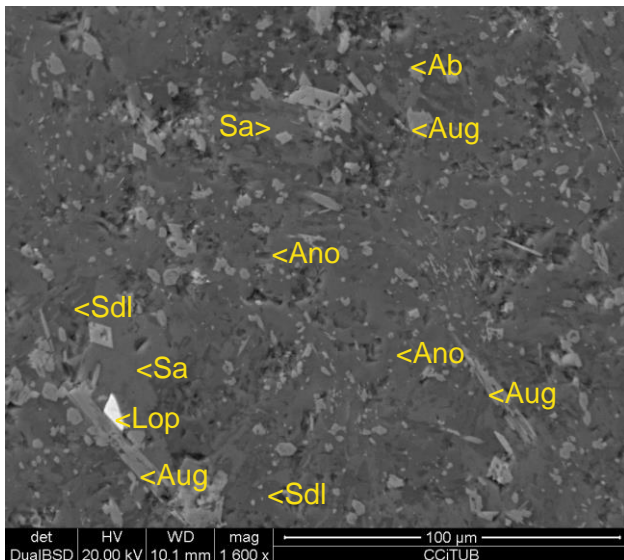


Figura 3.6.1.9. Muestra MV-107. Imagen de SEM modo BSE. Matriz formada por sanidina (Sa), anortoclase (Ano), augita titánica (Aug), albita (Ab), sodalita y loparita (lop).

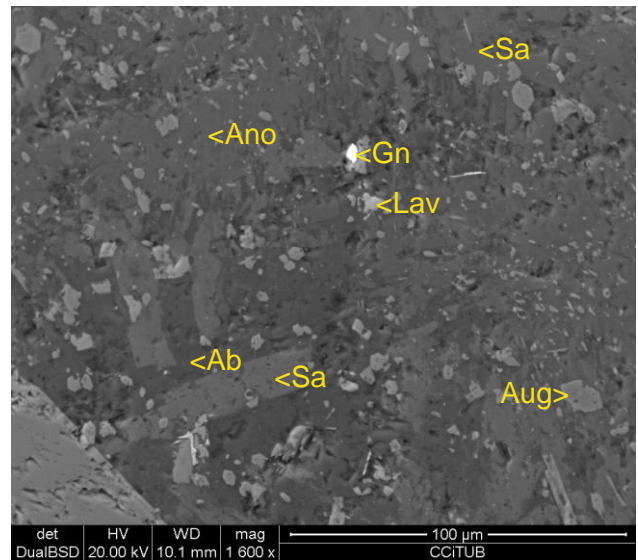


Figura 3.6.1.10. Muestra MV-107. Imagen de SEM modo BSE. Matriz de sanidina (Sa), anortoclase (Ano), augita titánica (Aug), albita (Ab), lavenite (Lav) y galena (Gn).

Los cristales de anortoclase presentan maclado en parrilla. La kaersutita forma fenocristales euédricos de tono marrón rojizo con un fuerte pleocroísmo. Estos cristales suelen contener inclusiones de cristales de apatito de tamaño inferior a 500 micras (figura 3.6.1.6). De forma minoritaria, se observan fenocristales idiomórficos de ulvöspinela (figura 3.6.1.7). También presentan inclusiones de apatito, además de sulfuros como pirrotina.

La matriz presenta un tamaño de grano muy fino y está compuesta principalmente por microlitos de sanidina que pueden alcanzar hasta 100 micras de longitud, con anortoclase intersticial (figura 3.6.1.8, 3.6.1.9, 3.6.1.10). Se aprecian, además, cristales de augita titánica de tamaño variable entre 10 a 100 micras (figura 3.6.1.8, 3.6.1.9, 3.6.1.10). La sodalita es un mineral accesorio intersticial entre los microlitos de sanidina, como lo es la albita (figura 3.6.1.9). En cantidades menores se han identificado algunos granos de loparita-(Ce) $[(Na,Ce,Sr)(Ce,Th)(Ti,Nb)_2O_6]$ de tamaño inferior a 20 micras y de lavenite $[(Na,Ca)_2(Mn^{2+},Fe^{2+})(Zr,Ti,Nb)(Si_2O_7)(O,OH,F)_2]$ de formación tardía, intersticiales entre los feldespatos (figura 3.6.1.9, 3.6.1.10). Además, la matriz contiene algunos sulfuros como pirrotina y galena (figura 3.6.1.10), asimismo intersticiales entre los demás minerales.



Figura 3.6.1.11. Muestra MV-225. PPL. Imagen anterior. Vesículas rellenas por zeolitas, sodalita y carbonatos secundarios envueltos por una matriz con tetraferroflogopita y augita titánica.

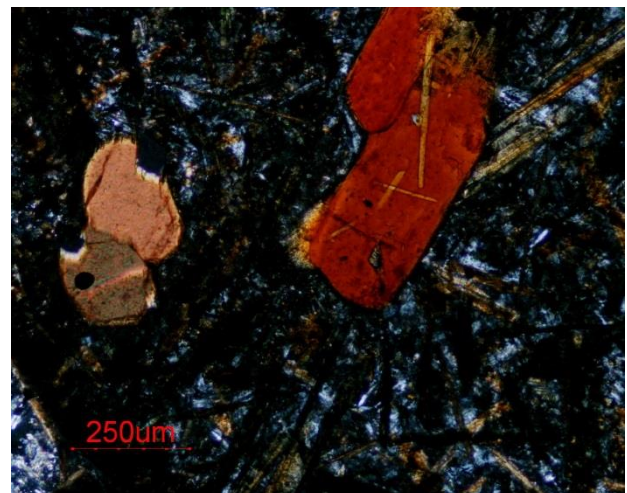


Figura 3.6.1.12. Muestra MV-225. PPL. Imagen anterior con nicols cruzados. Vesículas rellenas por zeolitas, sodalita y carbonatos secundarios envueltos por una matriz con tetraferroflogopita y augita titánica.

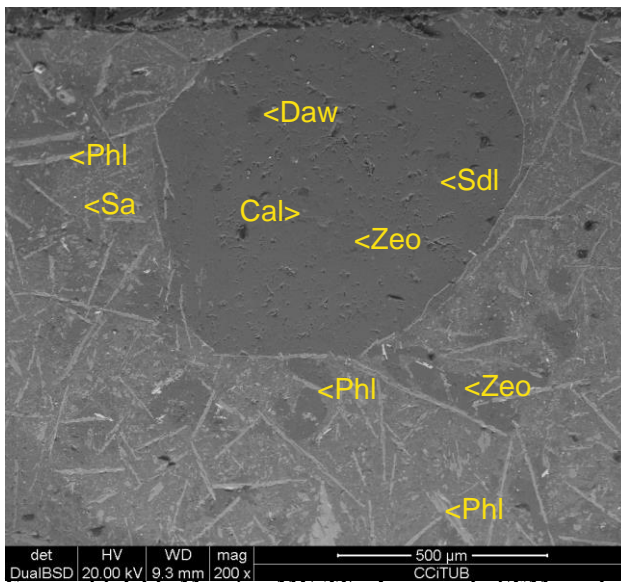


Figura 3.6.1.13. Muestra MV-225. Imagen de SEM modo BSE. Vesículas rellenas por zeolitas, sodalita y carbonatos secundarios envueltos por una matriz con tetraferroflogopita y augita titánica, sanidina y zeolitas.



Figura 3.6.1.15. Muestra MV-225. PPL. Imagen anterior. Vesículas rellenas por zeolitas, sodalita y carbonatos secundarios envueltos por una matriz con tetraferroflogopita y augita titánica.

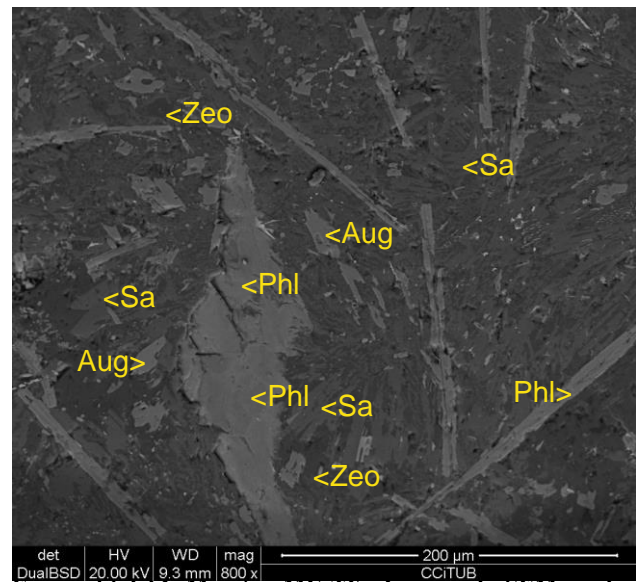


Figura 3.6.1.14. Muestra MV-225. Imagen de SEM modo BSE. Detalle de matriz con flogopita, augita y sanidina con zeolitas secundarias intersticiales.



Figura 3.6.1.16. Muestra MV-225. Imagen anterior con polarizadores cruzados. Se aprecian cristales de zeolitas que han cristalizado en el interior de una vesícula.

Se han identificado diques de traquitas de feldespatos alcalinos con sodalita de composición similar con una facies distinta. Presenta escasos fenocristales de augita y kaersutita sin anortoclasea (figura 3.6.1.11, 3.6.1.12). A diferencia de los diques anteriores la matriz contiene abundantes minerales máficos y feldespatos alcalinos. Principalmente se observan láminas prismáticas de hasta 200 micras de longitud de micas de la serie flogopita – tetraferroflogopita ricas en Ti y augita titánica (figura 3.6.1.13, 3.6.1.14). La sanidina es otro constituyente abundante de la matriz. Además, se observan zeolitas de formación tardía que se distribuyen de forma intersticial. Estas rocas contienen vesículas de tamaño milimétrico y morfología esférica rellenas por cristales euédricos de zeolitas secundarias (figura 3.6.1.15, 3.6.1.16). Entre éstas se aprecia sodalita y carbonatos tardíos, como calcita y dawsonita ($\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$) de grano fino (figura 3.6.1.13)

3.6.2. TRAQUITAS NEFELÍNICAS

En muestra de mano, estos diques presentan una tonalidad entre gris, verdosa y rosada de grano fino. Se trata de rocas subvolcánicas con textura porfídica formada por fenocristales milimétricos envueltos por una matriz de tamaño de grano inferior. Los fenocristales más abundantes son de sanidina y nefelina, con cantidades accesorias de augita egrínica, titanita y ulvöspinela. La matriz está constituida por la misma asociación.

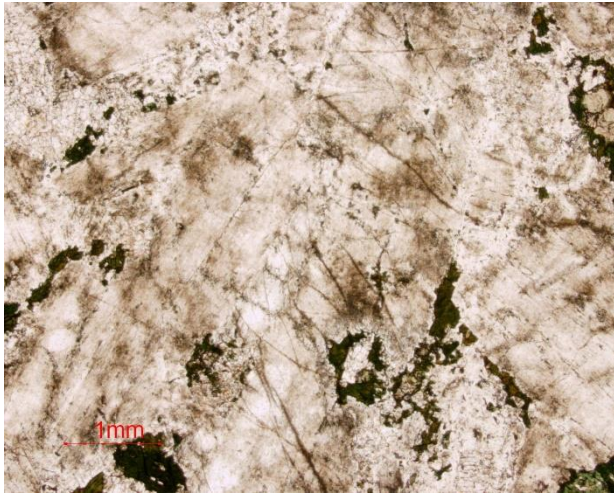


Figura 3.6.2.1. Muestra MV-109. PPL. Sanidina milimétrica y aspecto turbio entre una matriz fina.

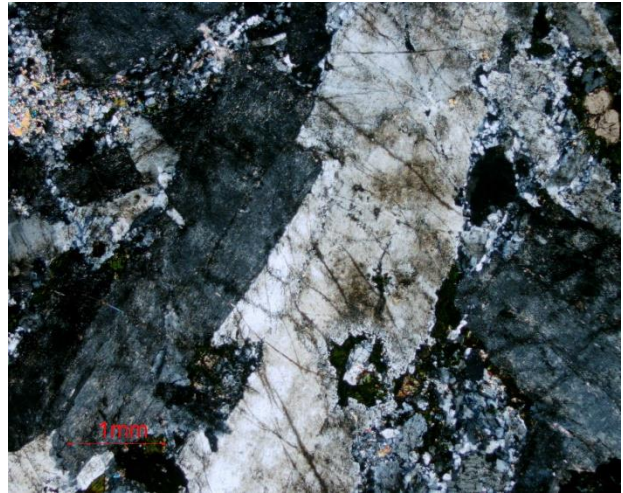


Figura 3.6.2.2. Muestra MV-109. Imagen anterior con analizador. Sanidina con macla simple entre matriz fina.



Figura 3.6.2.3. Muestra MV-101. PPL. Aspecto general de la traquita. Sanidina (límpida) y nefelina (turbia), egrina (verde, zonación concéntrica) y titanita (marrón oscuro, alto relieve).

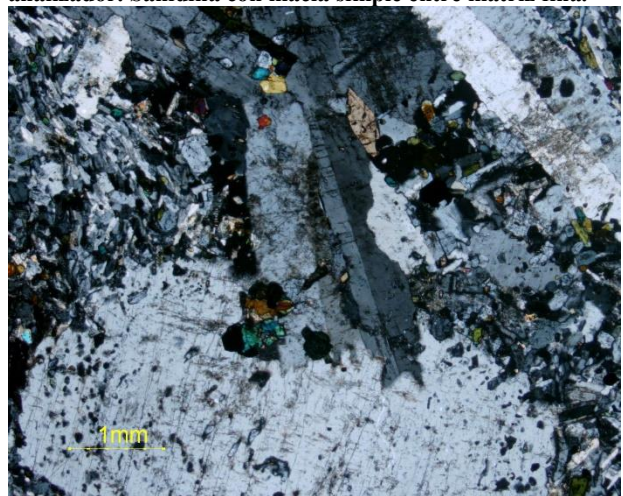


Figura 3.6.2.4. Muestra MV-101. Imagen anterior, nicoles cruzados. Sanidina (maclada), nefelina, egrina (alta birrefringencia, zonación concéntrica) y titanita (colores de interferencia de cuarto orden).

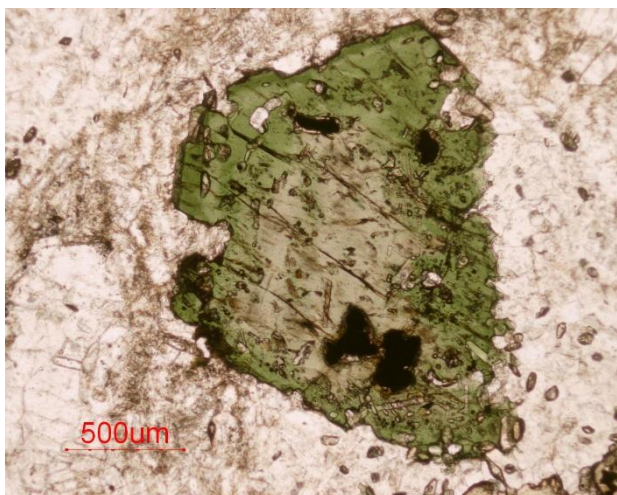


Figura 3.6.2.5. Muestra MV-101. PPL. Augita egirínica zonada, con fuerte pleocroísmo entre verde y marrón, entre sanidina y nefelina de la matriz.

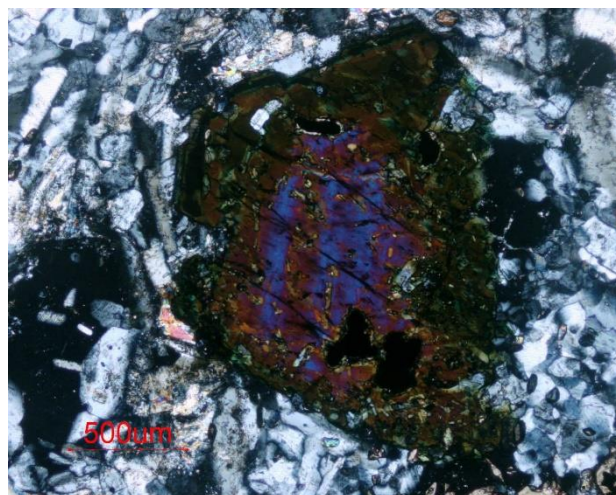


Figura 3.6.2.6. Muestra MV-241. Imagen anterior con nicols cruzados. Zonación concéntrica de augita egirínica.

Los fenocristales más abundantes son de sanidina, subidiomórficos, de algunos milímetros de longitud y de hábito prismático (figura 3.6.2.1). Con analizador, la sanidina presenta maclas simples, y no se aprecian micropertitas (figura 3.6.2.2).

En menor proporción, se identifica albita intercrecida entre sanidina, con maclas polisintéticas características cuando se observa con nicols cruzados.

Finalmente, se han identificado fenocristales de nefelina envueltos por la matriz, con aspecto ligeramente más turbio que el feldespato. Contienen inclusiones de kalsilita en su interior (figura 3.6.2.3, 3.6.2.4).

De forma minoritaria se identifica augita egirínica. Este mineral forma granos subidiomórficos de tamaño variable milimétrico, de tono entre verde claro y oscuro con un pleocroísmo fuerte. Sus cristales presentan una zonación concéntrica debido a que tienen proporciones variable de Fe^{3+} y Na (figura 3.6.2.5, 3.6.2.6). Por otra parte, contienen inclusiones de nefelina, apatito, ulvöspinela y titanita. En algunas láminas se ha observado que pueden estar reemplazados parcialmente por anfíboles alcalinos, acompañados por fluorita y britolita-(Ce) $[(\text{Ce}, \text{Ca})_5(\text{SiO}_4)_3\text{OH}]$ tardías (figura 3.6.2.7).

Se observan cristales de ulvöspinela anédricos que aparecen reemplazados por la matriz. Presentan exsoluciones de términos de la serie ilmenita-pirofanita; además, contiene inclusiones de apatito y sodalita hipidiomórficas (figura 3.6.2.8), o de pirrotina.

La titanita es una fase accesoria que aparece como fenocristales envueltos por sanidina, nefelina de la matriz o asociado a fenocristales de augita egirínica. Forma cristales euédricos bien definidos, de tamaño inferior al milímetro, de tono marrón claro y alto relieve (figura 3.6.2.9, 3.6.2.10). Contiene una cierta proporción de Nb substituyendo Ti que da lugar a una zonación irregular (figura 3.6.2.7). Presenta abundantes inclusiones de feldespato potásico, augita egirínica, piritita y rabdofana-(Ce).

En algunas de las muestras de diques que cortan intrusiones de melteigitas, con abundante augita egirínica y titanita, se ha identificado sorosilicatos alcalinos característicos de rocas agpaíticas. Tienen una morfología irregular debido a que están intercrecidos entre sanidina y nefelina de la matriz (figura 3.6.2.13, 3.6.2.14). Mediante análisis de SEM-EDS y microsonda electrónica se ha determinado fases del grupo de la rosenbuschita $[\text{Na}_6\text{Ca}_6\text{Zr}_3\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_4\text{F}_6]$ y la mosandrita $[(\text{Ca}_3\text{REE})[(\text{H}_2\text{O})_2\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5}]\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_2]$, parcialmente pseudomorfizadas por rinkita $[(\text{Ca}_3\text{Ce})\text{Na}(\text{Na}, \text{Ca})\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OF})\text{F}_2]$.

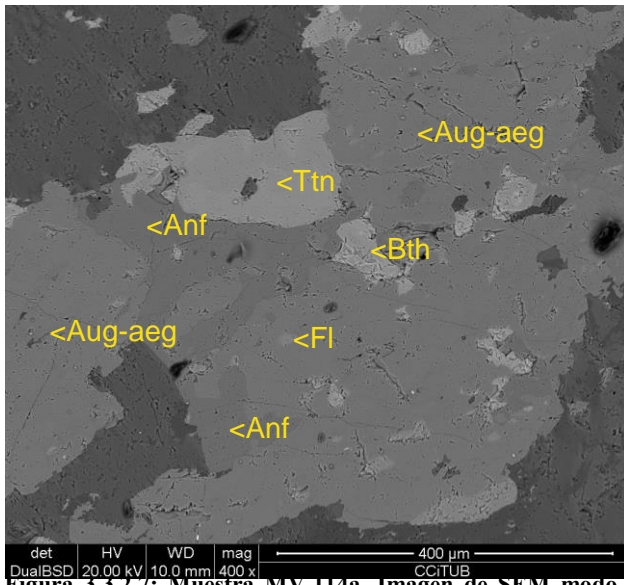


Figura 3.3.2.7: Muestra MV-114a. Imagen de SEM modo BSE. Augita egirínica (Aug-aeg) reemplazada por anfíboles alcalinos (Anf), fluorita (Fl) y britolita-Ce (Bth).

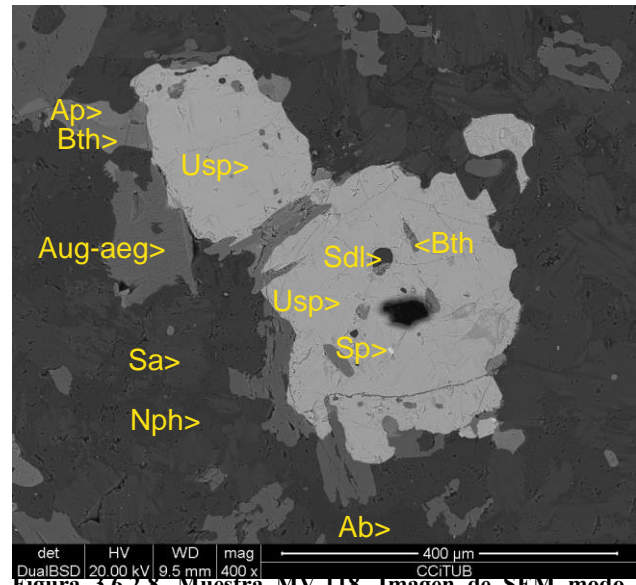


Figura 3.6.2.8. Muestra MV-118. Imagen de SEM modo BSE. Inclusiones de sodalita (Sdl), britolita (Bth) y esfalerita (Sp) en ulvöspinel (Usp), entre nefelina (Nph), sanidina (Sa) y augita (Aug-aeg).



Figura 3.6.2.9. Muestra MV-101. PPL. Fenocristal de titanita idiomórfico entre matriz de sanidina, nefelina y augita egirínica de grano fino.

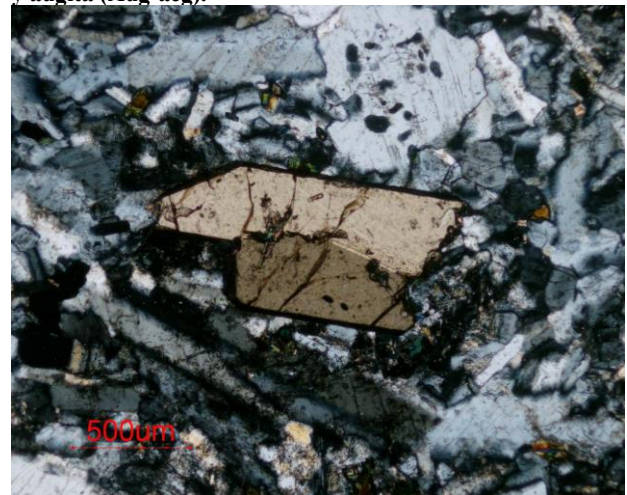


Figura 3.6.2.10. Muestra MV-101. Imagen anterior con nicols cruzados. Titanita entre sanidina, nefelina y augita egirínica de grano fino.

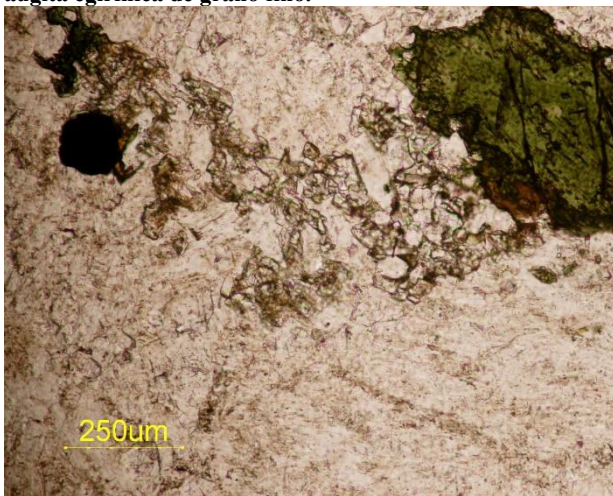


Figura 3.6.2.11. Muestra MV-114a. PPL. Mosandrita-rosenbuschita-rinkita entre matriz de sanidina, nefelina, con augita egirínica.

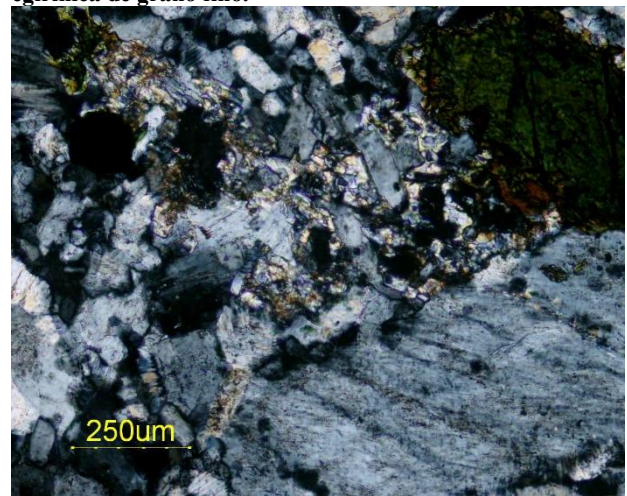


Figura 3.6.2.12. Muestra MV-114a. Imagen anterior con polarizadores cruzados. Mosandrita-rosenbuschita-rinkita en el centro con una birrefringencia mayor que sanidina y nefelina.

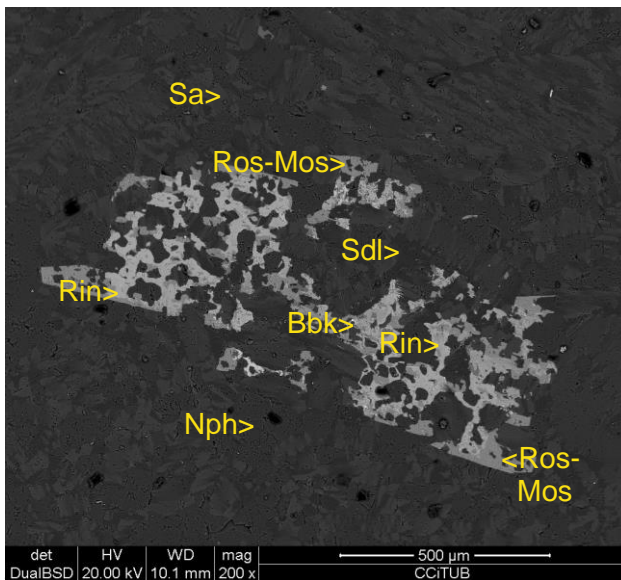


Figura 3.6.2.13. Muestra MV-114a. Imagen de SEM modo BSE. Rosenbuschita-mosandrita (Ros-mos) reemplazada por rinkita, (Rin) y burbankita, (Bbk) entre sanidina (Sa) reemplazada por sodalita (Sdl).

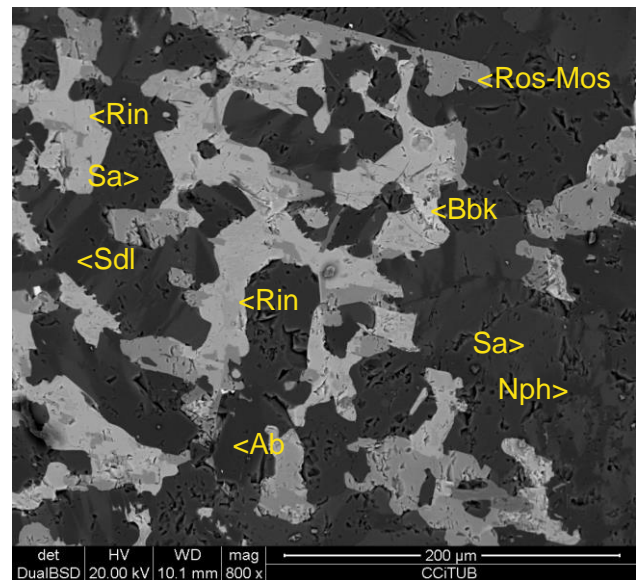


Figura 3.6.2.14. Muestra MV-114a (detalle de la anterior, imagen de SEM modo BSE). Rosenbuschita-mosandrita (Ros-mos) y rinkita (Rin) reemplazados por sodalita (Sdl, albita (Ab), burbankita (Bbk) y calcita.

Esta asociación está reemplazada por sodalita secundaria (figura 3.6.2.13). En la figura 3.6.2.14 se observa que ambos minerales son pseudomorfizados por filones secundarios de albita y carbonatos de Na y REE como la burbankita.

La matriz está formada principalmente por sanidina como mineral principal. Presenta cristales anédricos de tamaño variable comprendido entre 0.1 y 0.5 milímetros. Están intercrecidos entre nefelina de morfología irregular y de tamaño similar (figura 3.6.2.5, 3.6.2.6, 3.6.2.9 a 3.6.2.12, 3.6.2.15). Además, los diques de traquitas nefelínicas presentan una baja proporción de minerales máficos en la matriz. Así, el clinopiroxeno suele ser minoritario diseminado entre las fases anteriores con un tamaño comprendido entre 200 a 300 micras (figura 3.6.2.16. En algunas muestras se observa una generación de augita egrínica tardía de grano fino (figura 3.6.2.17, 3.6.2.18).

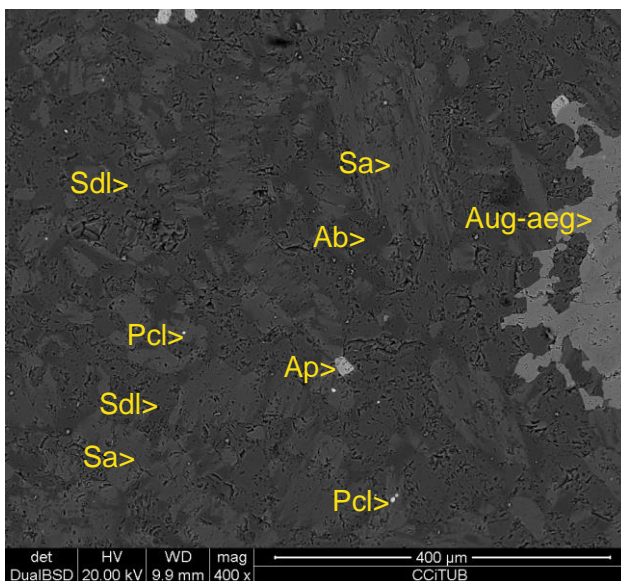


Figura 3.6.2.15. Muestra MV-114a. Imagen de SEM modo BSE. Sanidina (Sa) reemplazada por sodalita (Sdl) y albita (Ab). Hay además pirocloro (pcl) y apatito (Ap) y augita egrínica (Aug-aeg).

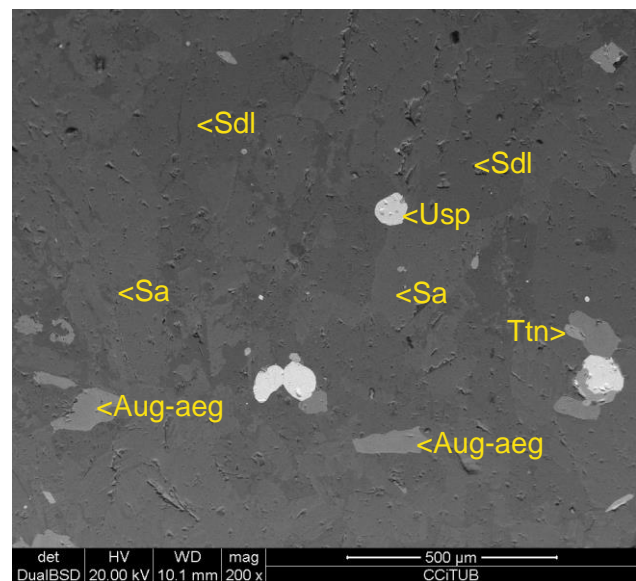


Figura 3.6.2.16. Muestra MV-101. Imagen de SEM modo BSE. Sodalita (Sdl) reemplazando sanidina (Sa) entre augita egrínica (Aug-aeg), ulvöspinela (Usp) y titanita (Ttn).

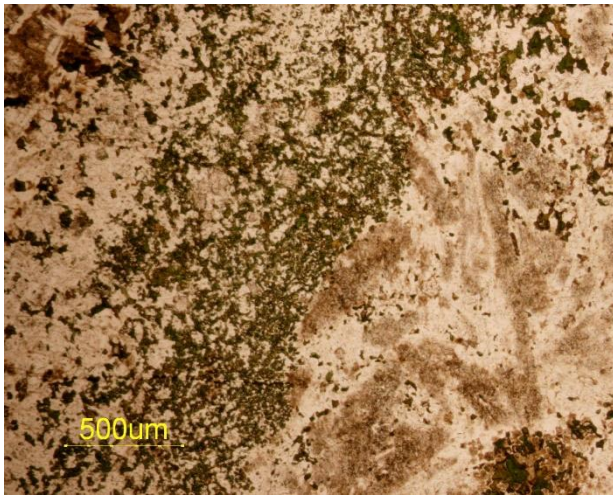


Figura 3.6.2.17. Muestra MV-108. PPL. Augita egirínica de grano fino reemplazando sanidina y nefelina.



Figura 3.6.2.18. Muestra MV-108. Imagen anterior con nicols cruzados. Augita egirínica entre sanidina y nefelina.

Entre la matriz se aprecia sodalita como mineral accesorio reemplazando sanidina y nefelina distribuyéndose intersticialmente (figura 3.6.2.13 a 3.6.2.16). Asociada a ésta y de forma muy escasa hay algunos granos de pirocloro de tamaño muy fino (figura 3.6.2.15). La ulvöspinel también es accesorio y aparece diseminada como granos redondeados menores de 100 micras (figura 3.6.2.16).

Algunos diques de traquitas nefelínicas presentan una alteración secundaria formada por cancrinita y sodalita que reemplaza sanidina y nefelina y presenta un aspecto turbio (figura 3.6.2.19, 3.6.2.20). Esta asociación también pseudomorfiza fenocristales de augita egirínica y titanita (figura 3.6.2.19, 3.6.2.20). Sodalita y cancrinita, de grano muy fino, son ambas reemplazadas por albita tardía que se distribuye alrededor de éstos envolviéndolos (figura 3.6.2.21). Entre esta albita secundaria se encuentran diseminados, además, cristales de tamaño inferior a 20 micras de barita, estroncianita, calcita y pirita (figura 3.6.2.21).

Entre los cristales de augita egirínica destaca la presencia de granos idiomórficos de perovskita pseudomorfizados por loparita-(Ce) y titanita (figura 3.6.2.22, 3.6.2.23, 3.6.2.24). La perovskita se encuentra como mineral residual en la parte central del grano entre vetas ricas en Nb, Na y Ce que corresponden a niobo-loparita-(Ce). El cristal ha sido reemplazado casi completamente por titanita con un contenido variable en Nb que da lugar a la zonación irregular (figura 3.6.2.22).

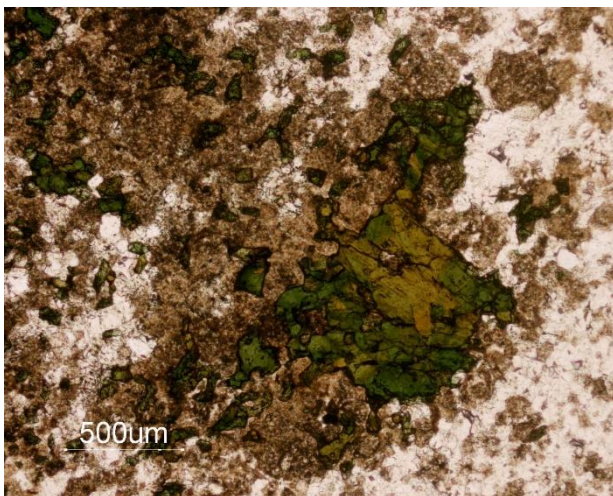


Figura 3.6.2.19. Muestra MV-106. PPL. Augita egirínica, sanidina y nefelina reemplazados por una asociación secundaria de sodalita, cancrinita y albita de grano fino y aspecto turbio.

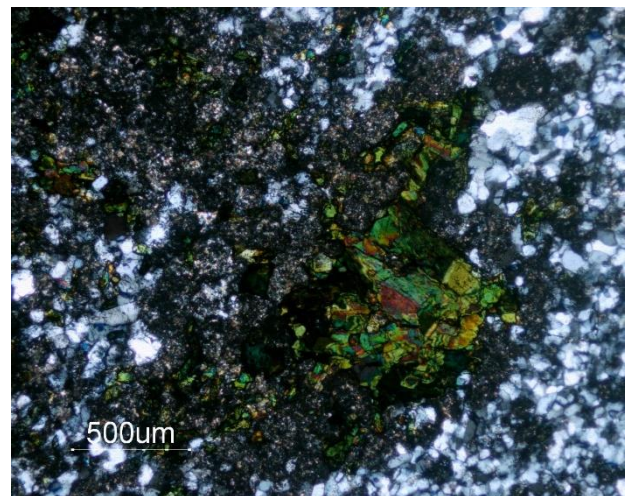


Figura 3.6.2.20. Muestra MV-106. Imagen anterior con analizador. Alteración de grano muy fino (alta birrefringencia) entre augita egirínica y sanidina y nefelina (grises de 1r orden).

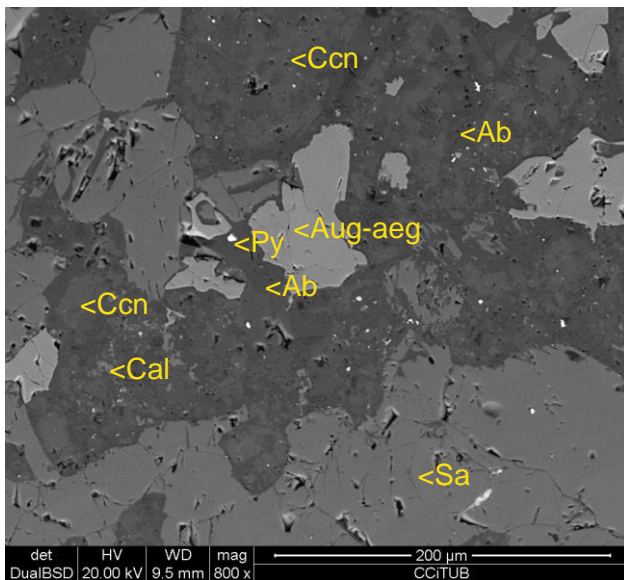


Figura 3.6.2.21. Muestra MV-106. Imagen de SEM modo BSE. Reemplazamiento de nefelina por cancrinita (Ccn) y posteriormente por vetas de albita (Ab) con calcita (Cc) y pirita (Py). Aug, aeg, augita egirínica; Sa, sanidina.

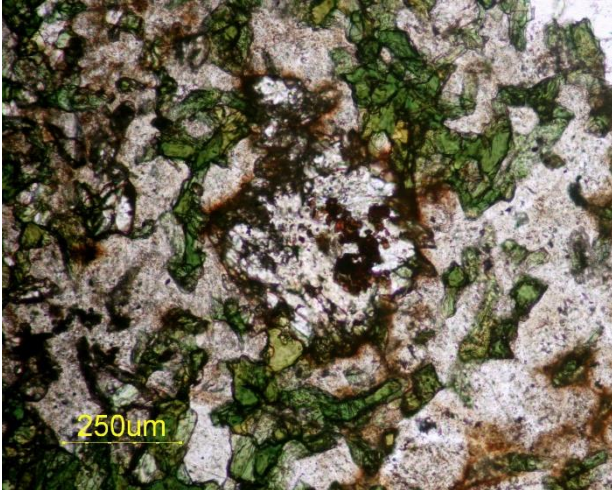


Figura 3.6.2.23. Muestra MV-106. PPL. Perovskita - loparita (fase opaca, rojiza) reemplazada por titanita. Albita secundaria y cancrinita reemplazan augita y nefelina.

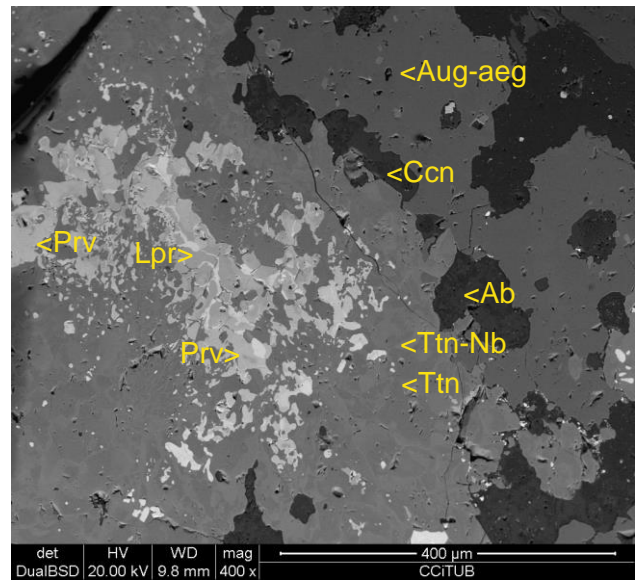


Figura 3.6.2.22. Muestra MV-106. Imagen de SEM modo BSE. Perovskita (Prv) y loparita-(Ce) (Lpr, centro cristal) reemplazadas por titanita (Ttn) y titanita nióbica (Ttn-Nb), con cancrinita (Ccn) y albita (Ab) alrededor.

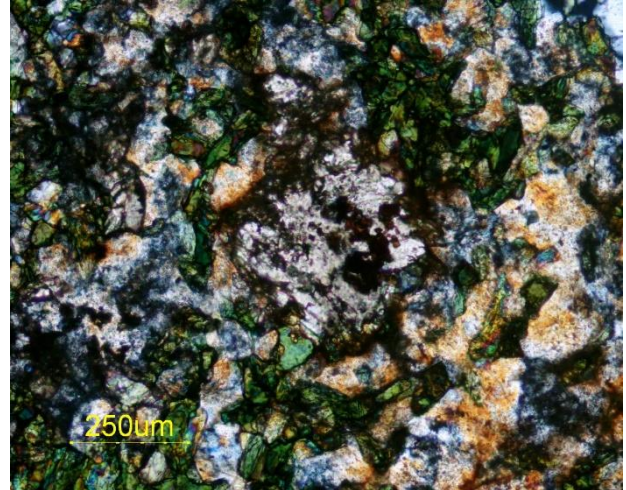


Figura 3.6.2.24. Muestra MV-106. Imagen anterior con polarizadores cruzados. Loparita-perovskita reemplazadas por titanita. Abundante cancrinita (alta birrefringencia).

Destaca la presencia de silicatos agpaíticos de Na-K-Ca-Ti-Zr del grupo de la eudialita $[\text{Na}_{15}\text{Ca}_6\text{Fe}_3\text{Zr}_3\text{Si}(\text{Si}_{25}\text{O}_{73})(\text{O},\text{OH},\text{H}_2\text{O})_3(\text{Cl},\text{OH})_2]$ que se encuentran en los diques de traquitas nefelínicas con una mayor proporción de augita egirínica. Se ha determinado una primera generación de eudialita de morfología anédrica intercrecido entre augita-egirínica y nefelina (figura 3.6.2.25, 3.6.2.26). Aparece asociada a sodalita secundaria. Es pseudomorfizada por silicatos de Zr-Nb del grupo de la wöhlerita (figura 3.6.2.27). La wöhlerita está reemplazada por albita, ésta con inclusiones de carbonatos de REE asociadas.

Se ha determinado otra generación de eudialita en una sola muestra, donde aparece distribuida en una banda que corta la roca principal (figura 3.6.2.28, 3.6.2.29, 3.6.2.20). Aquí la eudialita forma cristales euédricos milimétricos, con una zonación producida por proporciones variables de Mn y Nb sustituyendo Fe y Zr respectivamente (figura 3.6.2.28). Está asociada a calcita, augita egirínica y sanidina. Hay un reemplazamiento tardío de grano fino compuesto por sodalita y noseana con carbonatos de REE diseminados entre augita egirínica, calcita y eudialita (figura 3.6.2.26).

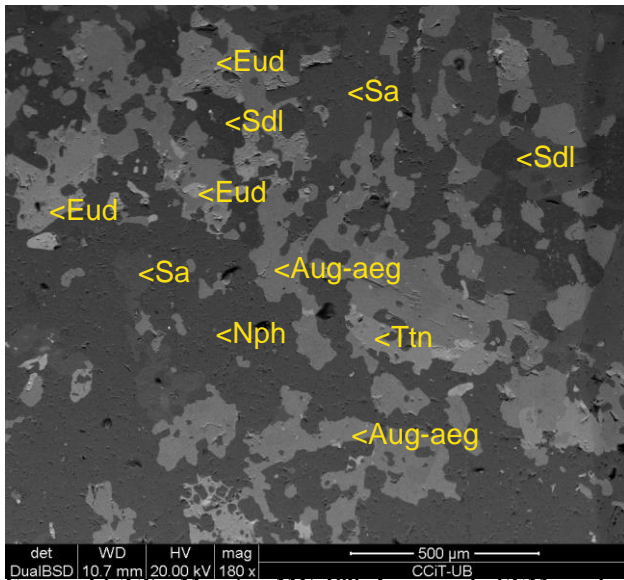


Figura 3.6.2.25. Muestra MV-108. Imagen de SEM modo BSE. Eudialita (Eud) intercrecida entre augita egirínica (Aug-aeg) y nefelina (Nph). Se observa sodalita (Sdl) y titanita (Ttn) reemplazando las fases.

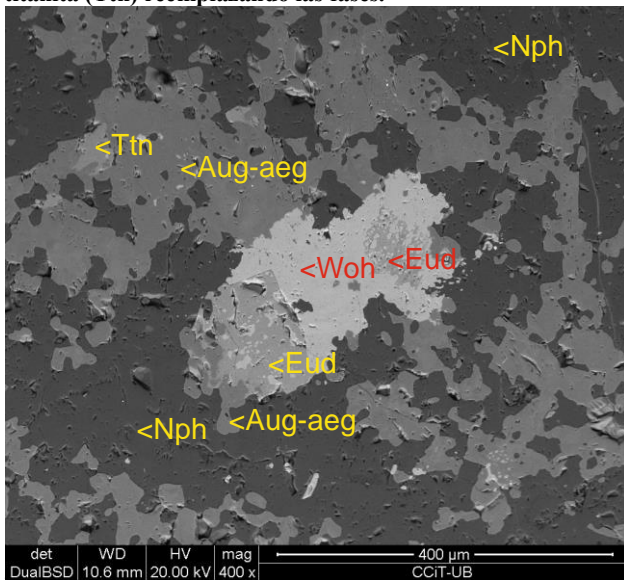


Figura 3.6.2.27. Muestra MV-108. Imagen de SEM modo BSE. Eudialita (Eud) intercrecida con augita egirínica (Aug-aeg). Wohlerita (Woh) y titanita (Ttn) son tardías y reemplazan eudialita.

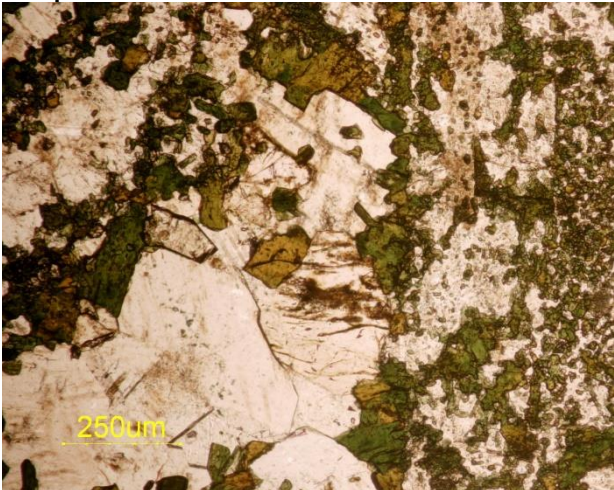


Figura 3.6.2.29: Muestra MV-108. PPL. Eudialita entre augita egirínica y sanidina con piroxeno tardío de grano fino.

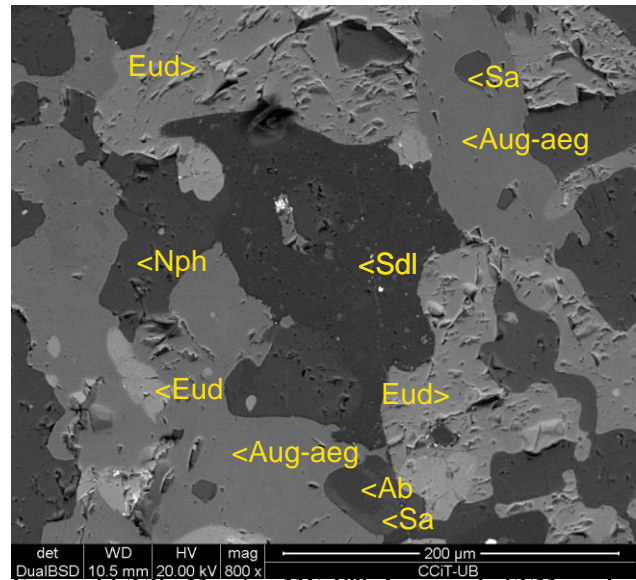


Figura 3.6.2.26. Muestra MV-108. Imagen de SEM modo BSE. Eudialita (Eud) poiquiloblástica englobando augita egirínica (Aug-aeg), sanidina (Sa) y nefelina (Nph). Sodalita (Sdl) y albita (Ab) son secundarias.

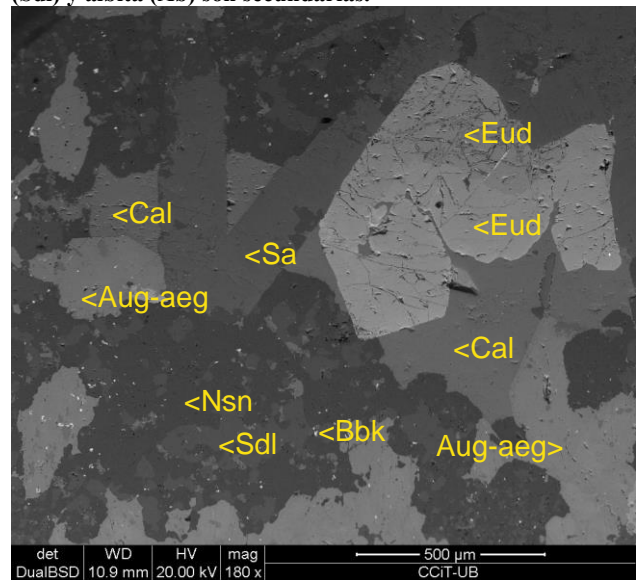


Figura 3.6.2.28. Muestra MV-108. PPL. Eudialita (Eud) augita egirínica (Aug-aeg), sanidina (Sa) y nefelina reemplazadas por calcita (Cal), asociada a sodalita (Sdl), burbankita (Bbk) y noseana (Nsn) que reemplazan

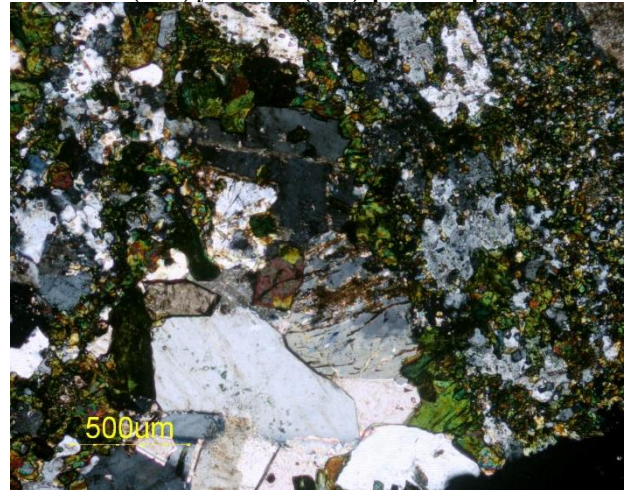


Figura 3.6.2.30. Muestra MV-108. Imagen anterior con nicoles cruzados.

En los diques de traquita nefelínica, la albita es una fase de especial interés debido que está asociada a minerales de tierras raras. Aparece como fase secundaria que rellena filones o se distribuye de forma intersticial entre sanidina, nefelina, augita egirínica y titanita (figura 3.6.2.31). También aparece remplazando la asociación tardía de cancrinita y sodalita (figura 3.6.2.21).

En esta asociación tardía con albita se ha identificado carbonatos de Sr y Ce del grupo de la carbocernaita $[(\text{Sr,Ce,La})(\text{Ca,Na})(\text{CO}_3)_2]$, de tamaño de grano inferior a 20 micras, entre albita (figura 3.6.2.32). También se ha determinado britolita-(Ce) $[(\text{Ce,Ca})_5(\text{SiO}_4\text{,PO}_4)_3(\text{OH,F})]$ diseminada (figura 3.6.2.31).

En algunas zonas se observan pseudomorfos de los silicatos de Na-Ca-Zr-Ti entre albita dando calcita, titanita e ilmenorutilo (figura 3.6.2.33). Entre la calcita se observa la precipitación de carbonatos de la serie entre ancilita-(Ce) $[\text{CeSr}(\text{CO}_3)_2(\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}]$ y calcioancilita $[(\text{Ce,Ca,Sr})\text{CO}_3(\text{OH,H}_2\text{O})]$ que pueden llegar a formar cristales de hasta 100 micras de longitud y que son indicativos de una moviización de REE en este estadio tardío (figura 3.6.2.34).

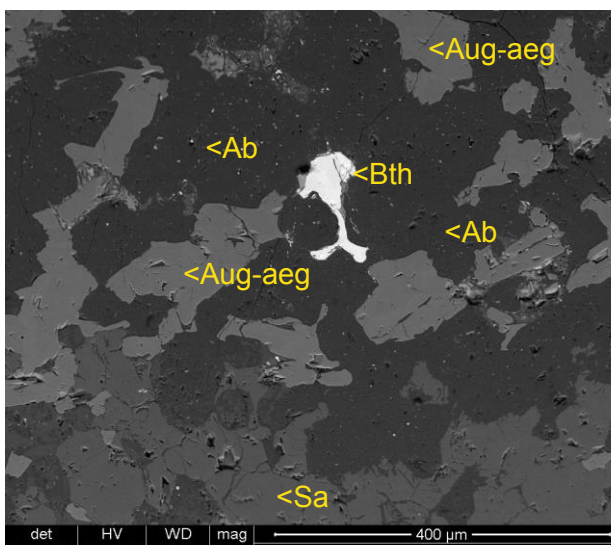


Figura 3.6.2.31. Muestra MV-106. Imagen de SEM modo BSE. Augita egirínica (Aug-aeg) y sanidina (Sa) reemplazadas por albita secundaria (Ab). Entre ésta se aprecian granos de britolita-(Ce) (Bth).

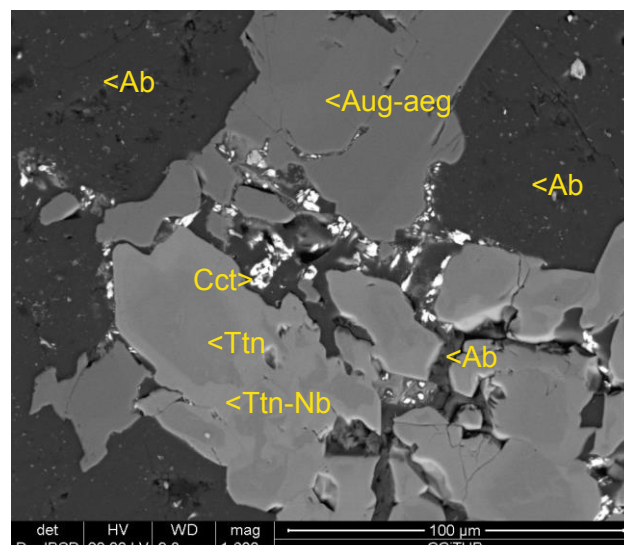


Figura 3.6.2.32. Muestra MV-106. Imagen de SEM modo BSE. Vetas de albita (Ab) con carbocernita (Cct) cortan titanita (Ttn), titanita nióbica (Ttn-Nb) y augita egirínica (Aug-aeg).

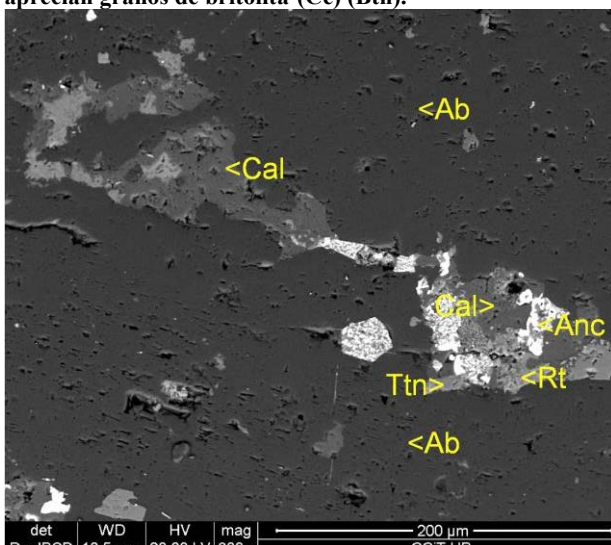


Figura 3.6.2.33. Muestra MV-108. Imagen de SEM modo BSE. Albite (Ab) cortada por veta de calcita (Cal) con un intercrecimiento de titanita (Ttn), ilmenorutilo (Rt) y ancilita (Anc).

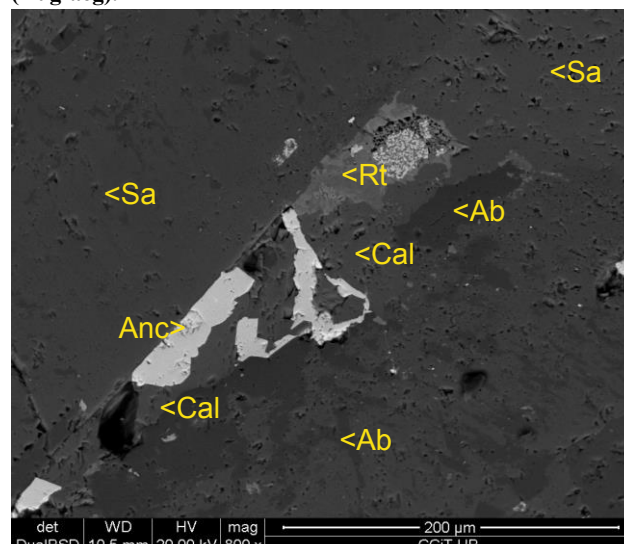


Figura 3.6.2.34. Muestra MV-108. Imagen de SEM modo BSE. Sanidina (Sa) cortada por veta de calcita (Cal), rutilo (Rt), albite (Ab) y ancilita-(Ce) (Anc).

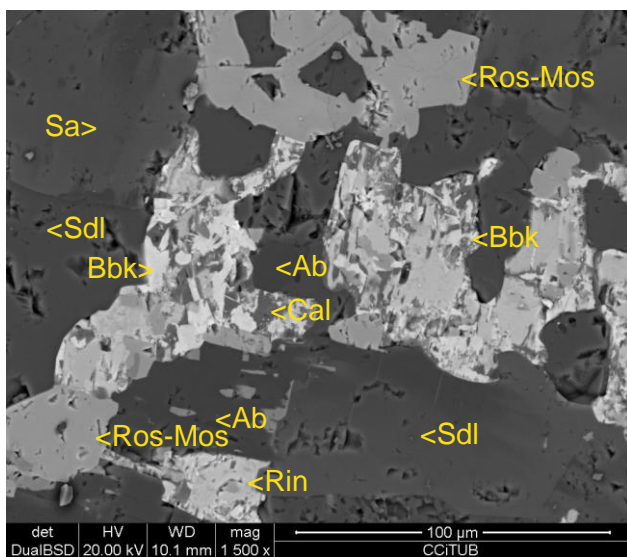


Figura 3.6.2.35. Muestra MV-114a. Imagen de SEM modo BSE. Sanidina (Sa), rosenbuschita-mosandrita (Ros-mos) y rinkita (Rin) reemplazados por sodalita (Sdl), albita (Ab), burbankita (Bbk) y calcita tardía (Cal).

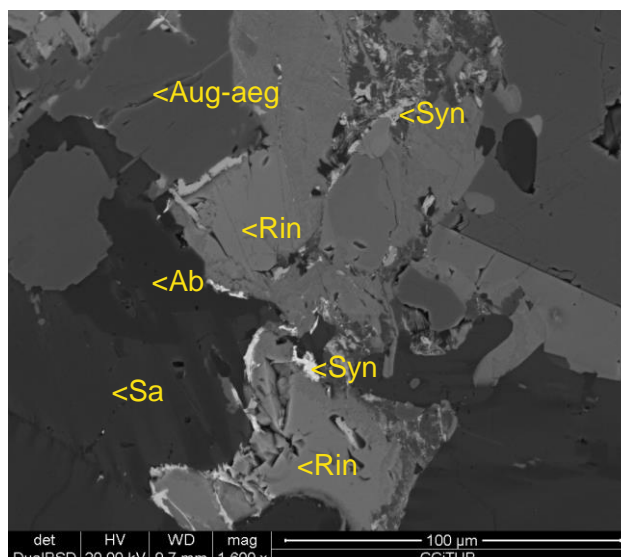


Figura 3.6.2.36. Muestra MV-118. Imagen de SEM modo BSE. Rinkita (Rin) intercrecida con augita egirínica (Aug-aeg) reemplazados por sinchisita-(Ce) (Syn) y albita (Ab).

Los sorosilicatos mosandrita – rosenbuschita – rinkita son reemplazados, a su vez, por calcita y burbankita $[(Na,Ca)_3(Sr,Ba,Ce)_3(CO_3)_5]$ de tamaño de grano inferior a 20 micras (figura 3.6.2.35). También pueden ser reemplazados a partir de vetillas rellenas de albita y cristales aciculares de synchisita-(Ce) $[CaCe(CO_3)_2F]$ dispuestos en los bordes de éstos y de tamaño de grano fino (figura 3.6.2.36).

3.6.3. TINGUAÍTAS

Se han identificado diques alcalinos de tipo tinguaíta que se encuentran intruyendo las fenitas en ambos lados del anillo alrededor de la intrusión principal de sienitas e ijolitas. Por su composición mineral, parece que estas rocas gradan hacia fonolitas tefríticas. Por lo general estas rocas presentan un fuerte grado de alteración.

Presentan una textura porfídica definida por fenocristales diseminados entre una matriz de grano fino y tonalidad gris oscuro (figura 3.6.3.1, 3.6.3.2). Los fenocristales son de sanidina dominante y, en menor grado, de nefelina, entre una matriz de la misma composición que, además, contiene augita egirínica de grano fino como mineral accesorio.

Los fenocristales corresponden principalmente a sanidina idiomórfica de hábito tabular según $\{010\}$, de aspecto turbio (figura 3.6.3.3). Puede alcanzar más de 1 cm de longitud. Con nicoles cruzados se aprecian maclas simples características (figura 3.6.3.4).

La nefelina es más común en la matriz, donde forma microfenocristales abundantes. Aunque eran idiomórficos, han sido reemplazados a menudo completamente por cancrinita criptocristalina, adoptando una morfología irregular (figura 3.6.3.3 a 3.6.3.6).

De forma accesoria, se observan fenocristales de egirina diseminados entre la matriz. Tienen una morfología euédrica, un acentuado pleocroísmo entre verde esmeralda y marrón y tamaño inferior a 0,5 mm (figura 3.6.3.7, 3.6.3.8).



Figura 3.6.3.1. Muestra MV-a3. Muestra serrada lista para realizar lámina delgada. Fenocristales de feldespato potásico entre una matriz fina.



Figura 3.6.3.2. Muestra MV-208. Muestra serrada lista para realizar lámina delgada. Fenocristales de feldespato potásico entre una matriz fina.

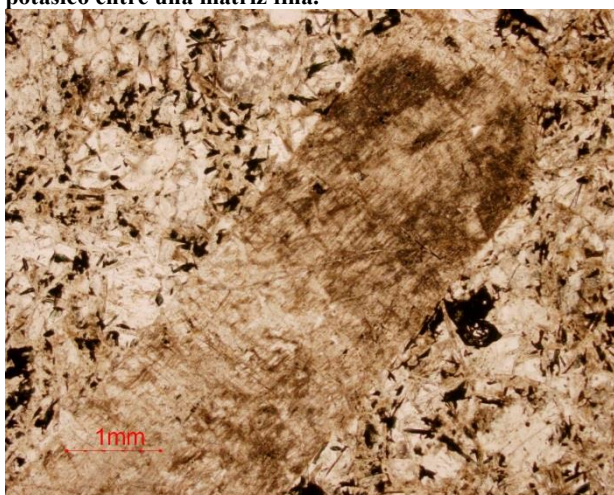


Figura 3.6.3.3. Muestra MV-a3. PPL. Fenocristal de sanidina en una matriz de grano fino formada por sanidina, nefelina y augita egirínica.

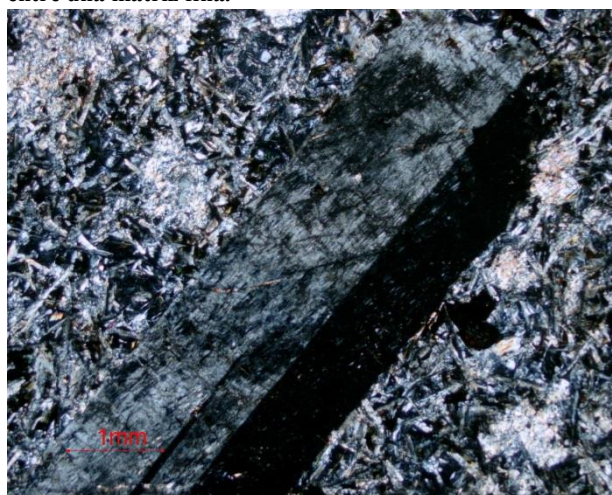


Figura 3.6.3.4. Muestra MV-a3. Imagen anterior con polarizadores cruzados. Fenocristal de sanidina con macla simple.



Figura 3.6.3.5. Muestra MV-215. PPL. Tinguaita con un fenocristal de nefelina diseminado entre una matriz afanítica.

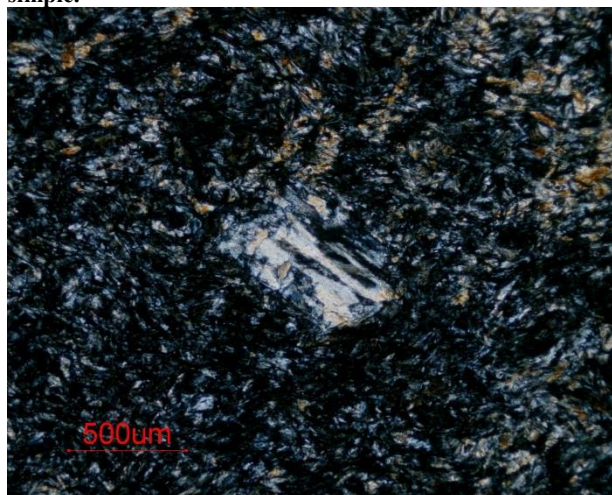


Figura 3.6.3.6. Muestra MV-215. Imagen anterior con nícoles cruzados. Fenocristal de nefelina reemplazado por cancrinita.

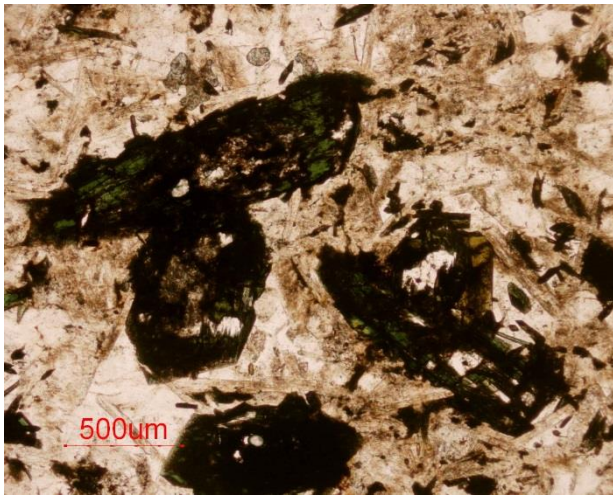


Figura 3.6.3.7. Muestra MV-a3. PPL. Microfenocristales de egirina entre la matriz formada por feldespatos alcalinos y nefelina.

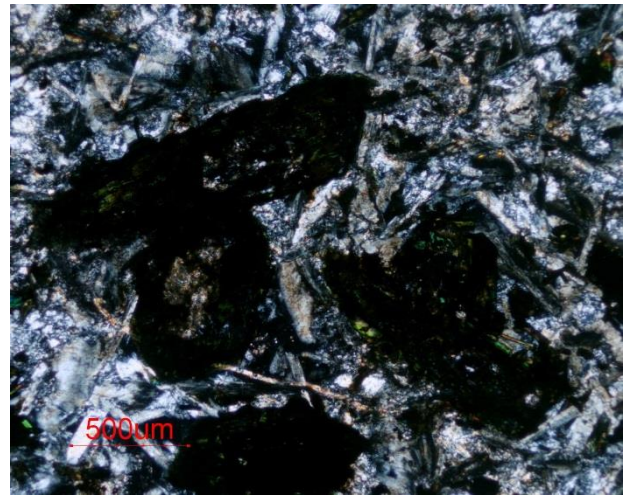


Figura 3.6.3.8. Muestra MV-a3. Imagen anterior con nículos cruzados. Fenocristales de anfíbol alcalino de tonos enmascarados.

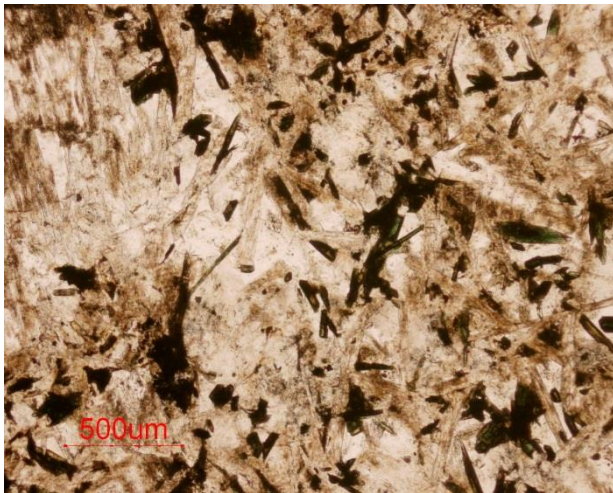


Figura 3.6.3.9. Muestra MV-a3. PPL. Matriz de la tinguaita formada por feldespato potásico entre nefelina alterada a cancrinita y egirina.

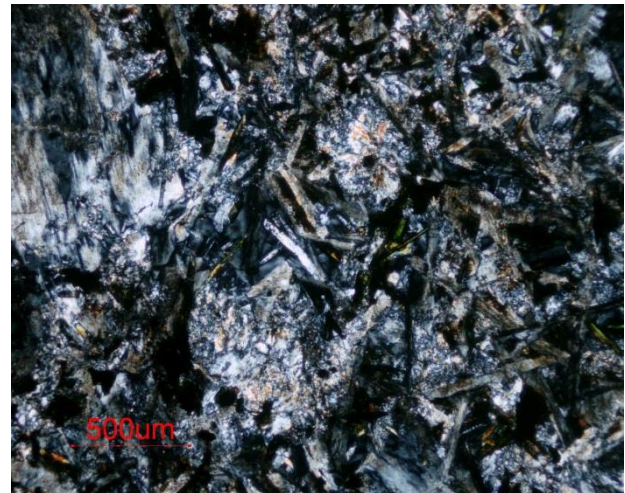


Figura 3.6.3.10. Muestra MV-a3. Imagen anterior con analizador. Matriz de la tinguaita formada por feldespato potásico entre nefelina alterada a cancrinita y augita egirínica.

La matriz fina está compuesta por feldespato potásico y nefelina como minerales principales. La alteración de nefelina por cancrinita secundaria afecta también a la matriz. De forma accesoria se aprecia cristales aciculares de augita egirínica, verdes y de tamaño fino (alrededor de 100 micras de longitud) (figura 3.6.3.9, 3.6.3.10).

3.6.4. LATITAS

Se trata de diques que afloran sólo en la parte SW del complejo y cortan la unidad cuarzomonzonítica de Sulima. Presentan una textura porfídica formada por fenocristales de feldespatos entre una matriz de grano fino. Se aprecian cantidades accesorias de biotita, cuarzo y opacos, de modo que la roca presenta una tonalidad marrón claro. A diferencia de los diques anteriormente descritos no contienen feldespatoideos.

La sanidina es el componente principal de la roca. Forma fenocristales de tamaño milimétrico y hábito prismático de aspecto turbio (figura 3.6.4.1). Con polarizadores cruzados presentan maclas simples, sin pertitas, de tamaño milimétrico con aspecto muy turbio (figura 3.6.4.2). La sanidina de la matriz presenta un tamaño de grano inferior a 500 micras, y puede representar sobre el 40% de los cristales de la matriz.

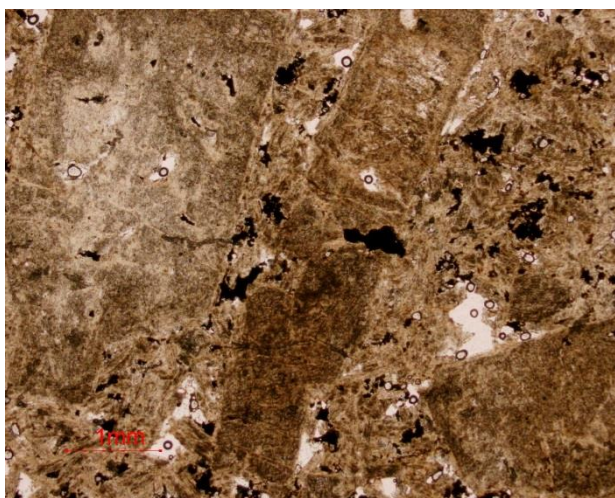


Figura 3.6.4.1. Muestra CMB-4. PPL. Fenocristales de sanidina entre la matriz de grano fino con algunos minerales opacos.



Figura 3.6.4.2. Muestra CMB-4. Imagen anterior con polarizadores cruzados. Macla simple de la sanidina en el centro. La matriz contiene sanidina y plagioclase.

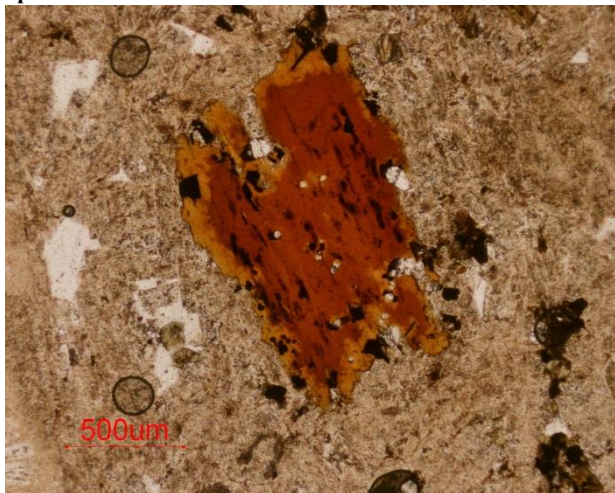


Figura 3.6.4.3. Muestra CMB-5. PPL. Cristal de biotita de morfología hipidiomórfica entre la matriz formada por granos de sanidina, cuarzo y plagioclase.

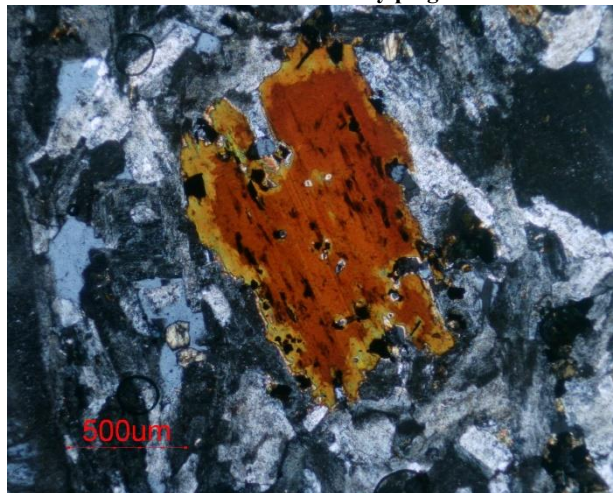


Figura 3.6.4.4. Muestra CMB-5. PPL. Imagen anterior con analizador. Cristal de biotita de morfología irregular entre la matriz formada por granos de sanidina, cuarzo y plagioclase.

La plagioclase forma parte de la matriz de grano fino. Forma granos de tamaño inferior a 500 micras, de aspecto turbio y con maclas polisintéticas visibles con analizador (figura 3.6.4.3, 3.6.4.4). En la matriz puede constituir el 60% modal de los cristales.

El cuarzo es muy escaso, encontrándose exclusivamente como cristales intersticiales entre los feldespatos de la matriz, de modo que es alotriomórfico y de tamaño de grano fino, inferior a 200 micras (figura 3.6.4.3, 3.6.4.4). Su proporción modal nunca supera el 3%, por lo que no llega a tratarse de una cuarzo latita.

Se aprecian granos anhedrales de biotita diseminados entre la matriz de feldespatos. Forma granos de tamaño aproximado a 500 micras o inferiores, de color anaranjado a marrón con fuerte pleocroísmo (figura 3.6.4.3, 3.6.4.4). Su proporción modal es baja (menos del 3%).

3.7. QUÍMICA MINERAL DEL COMPLEJO DE MONTE VERDE

3.7.1 MINERALES DEL GRUPO DEL PIROCLORO

En el complejo de Monte Verde se ha identificado pirocloro como mineral accesorio diseminado en los fragmentos y matriz que componen las brechas de matriz carbonatítica y brechas de matriz alcalina. También es un mineral presente en las unidades de granitos que han sido afectados intensamente por procesos de fenitización.

El pirocloro es un mineral importante en tanto que el principal mineral de Nb; además, acostumbra a concentrar otros elementos críticos como Ta, REE, además de elementos radioactivos. Por ello, se ha analizado en detalle la variación composicional del pirocloro. Como se ha indicado en el apartado de petrografía, se han identificado diversas generaciones de pirocloro. Puesto que se ha comprobado en muchos yacimientos de todo el mundo que el pirocloro es un mineral que se forma desde los estadios más precoces de la cristalización magmática a los estadios hidrotermales más tardíos (por ejemplo, en Tchivira; Melgarejo et al., 2015), la composición del pirocloro puede ser un buen registro de la evolución de las rocas en las que se encuentra. Así, en Monte Verde una generación de pirocloro I primaria es pseudomorfizada parcialmente por pirocloro secundario que, en función de su textura y composición, se ha clasificado en los tipos II y III, ricos en U-Th y U-Ta respectivamente. El pirocloro III aparece sólo en las brechas de matriz carbonatítica, mientras que los tipos V y VI son característicos de rocas con un grado alto de fenitización, con abundante Th y Ba respectivamente.

Como se recordará, los minerales del grupo del pirocloro tienen una fórmula general definida como $A_{2-m}B_2X_{6-w}Y_{1-n} \cdot pH_2O$, donde A son generalmente cationes de radio iónico medio o grande (como Ca, Na, K, Ba, Sr, REE, Cs, U, Th, Pb), B cationes pequeños, generalmente de HFSE (principalmente Nb, Ta, Ti, Si, Fe³⁺, Zr), X es generalmente O, Y es F o OH o O; p puede valer 0 en los pirocloros primarios pero puede ser más elevado en pirocloros secundarios. En el caso de Monte Verde, la fórmula estructural también se ha calculado normalizando a 2 cationes en la posición B asumiendo que ésta no presenta vacantes (Atencio et al., 2010).

3.7.1.1 Pirocloro primario (tipo I)

El pirocloro primario aparece en los fragmentos de calciocarbonatita, algunos de ellos con abundante fluorita, y en la matriz de composición fonolítica que conforman las brechas alcalinas. La composición de esta generación de pirocloro es bastante homogénea en ambos tipos de rocas (figura 3.7.1.1).

La posición B está ocupada entre un 1.47 y 1.94 apfu por Nb y, por lo tanto, todos estos términos corresponden al subgrupo del pirocloro (figura 3.7.1.1a). La mayor proporción de Ta se da en los pirocloros de la matriz alcalina (fig. 3.7.1.1.a). La proporción de Ti (componente betafita) está comprendida entre 0.08 y 0.30 apfu y aumenta también en la matriz alcalina (figura 3.7.1.1a); de hecho, la sustitución de Nb por Zr, Fe y Si es significativa sobre todo en algunos de los pirocloros de la matriz alcalina (figura 3.7.1.1b,c,d). En todo caso, estos elementos se encuentran en proporciones muy bajas; por ejemplo, en el caso del Zr sólo en algunos cristales llegan a 0.05 apfu. El contenido de Ta es mucho menor.

La posición A está ocupada mayoritariamente por Na y Ca, con proporciones que oscilan, respectivamente, desde 0.64 a 1 apfu y 0.86 a 1 apfu. Las proporciones de Na son ligeramente más elevadas en las rocas alcalinas que en las carbonatitas (figura 3.7.1.1e). El resto está formado por vacantes, generalmente en proporciones inferiores a 0.1 apfu, aunque localmente pueden alcanzar 0.36 apfu, debido a la entrada de pequeñas cantidades de Sr, Ce y Th (figura 3.7.1.1 f, g, h). Así, en esta posición se han determinado cantidades variables y accesorias de SrO de hasta un 1% en peso, además de ThO_2 y Ce_2O_3 de hasta 2.34 y 1.72% en peso respectivamente. Los fragmentos de carbonatita con fluorita son la unidad más empobrecida en REE y HFSE. En todas las unidades, la proporción de U es nula (figura 3.7.1.1 i).

La posición Y está ocupada totalmente por F en el pirocloro primario de todas estas rocas. Según su composición, esta generación se puede clasificar como fluoratropirocloro según los criterios de nomenclatura de Atencio et al.,(2010), de la misma forma que la generación de pirocloro primaria descrita en otras carbonatitas de Angola, como Tchivira (Malgarejo et al., 2012) y la que se da en las unidades centrales del complejo de Bonga (Bambi, 2015).

En esta generación de pirocloro no parece haber agua molecular.

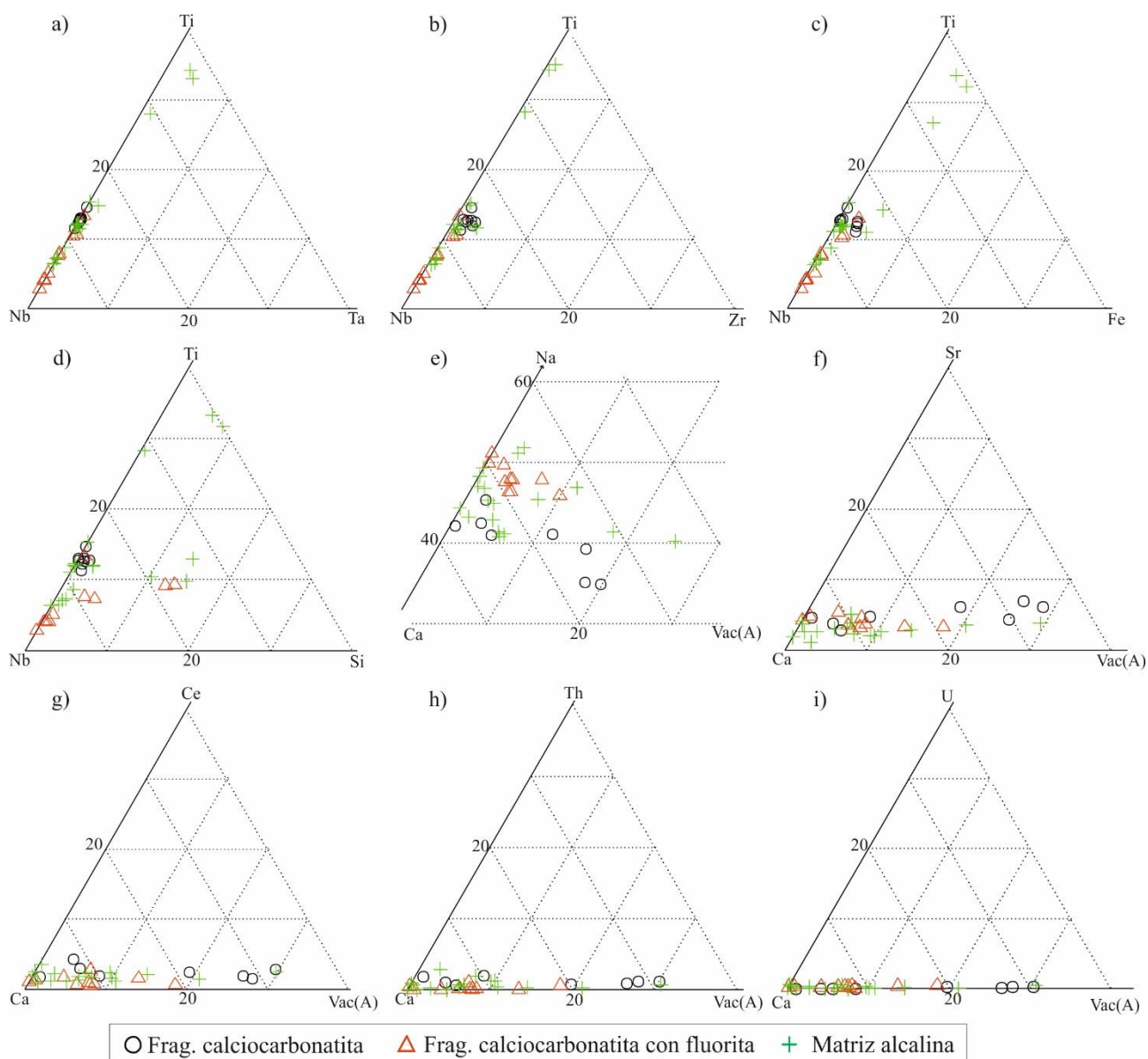


Figura 3.7.1.1: Representación de la composición del pirocloro de tipo I. Los diagramas ternarios a hasta d corresponden a los cationes en la posición B mientras que los diagramas desde e hasta i los de la posición A.

En las siguientes figuras (3.7.1.2 y 3.7.1.3) se resume la variación composicional del pirocloro primario de Monte Verde en relación con sus contenidos de F y se compara con la de los pirocloros primarios estudiados por Bambi (2015) en los complejos de Tchivira, Bonga y Catanda, además de los pirocloros que aparecen en los fragmentos de carbonatitas, cuerpos de magnetita-apatito, natrocarbonatitas y matriz carbonatítica de las brechas de los anillos externos de Bonga estudiados en el apartado 2.5.6 de este trabajo.

Como se ha indicado, por lo general, el contenido de F llena casi completamente la posición Y, cosa que diferencia a este pirocloro de la mayoría de pirocloros de las carbonatitas de Angola, con excepción de las de Tchivira, que se encuentran también directamente asociadas con intrusivos alcalinos. De hecho, la existencia de valores superiores a 1 en la posición Y hace sospechar que puede haber incluso sustitución de F por O en la posición X; estos valores anómalos de F parecen darse en casi todas las muestras de pirocloro del complejo de Monte Verde. Por otra parte, hay algunos casos de cristales de pirocloro primario que se encuentran en la matriz alcalina de las brechas de Monte Verde en los que la proporción de F puede llegar a ser nula; no obstante, estos cristales de pirocloro sin fluor tienen también proporciones de Na cercanas al 50% de la posición A y se ven texturalmente como primarios.

De todos modos, no siempre la posición Y está completamente ocupada por F, y el pirocloro primario presenta, a grandes rasgos, una correlación perfecta entre las proporciones de F y de Na (figura 3.7.1.2a).

En cuanto a la proporción de Ca, parece mantenerse prácticamente constante en todos los pirocloros primarios, quedando alrededor de 1 apfu (figura 3.7.1.2b). Por otra parte, la disminución de F viene acompañada simultáneamente por un aumento en el número de vacantes en la posición A, de la misma forma que acontece en los pirocloros estudiados en los complejos de Tchivira, Bonga y Catanda.

Es interesante evaluar el comportamiento de otros elementos que se encuentran ocupando la posición estructural A, como las REE. Como se observa en la figura 3.7.1.2d, el pirocloro primario de Monte Verde presenta proporciones de Ce que muestran correlaciones inversas con la proporción de F. Esta tendencia es la misma que la observada en complejos plutónicos, hipoabisales y volcánicos, siendo en éstos últimos mucho más marcada (Bambi, 2015). La mayor proporción de Ce registrada se da en fragmentos de calciocarbonatita sin fluorita aunque es muy inferior a los valores que presentan los pirocloros de Catanda y los cuerpos esferoidales de Bonga.

Similar comportamiento se da en algunos elementos HFSE que se encuentran ocupando la posición A. Aunque la proporción de HFSE es relativamente baja en todas las variedades de pirocloro primario, estos elementos siguen pautas similares a las del Ce, aumentando con la disminución de F. De este modo, el contenido en Th es generalmente bajo y similar al que presentan los pirocloros de las unidades centrales de Bonga y las magnesiocarbonatitas de Tchivira, pero aumenta ligeramente al disminuir el F (figura 3.7.1.2e). También la proporción de U es muy escasa, pero no se ve una correlación clara con el F (figura 3.7.1.2f).

En el caso de otros elementos ocupantes de la posición B como Nb, Ta, Ti, Zr, estas correlaciones tampoco son muy patentes, excepto en el caso del Nb, que presenta asimismo una correlación positiva con F. Esta falta de correlación posiblemente es debida a las escasas proporciones en que se encuentran estos elementos en estos pirocloros (figura 3.7.1.3a, figura 3.7.1.3b, figura 3.7.1.3c, figura 3.7.1.3d).

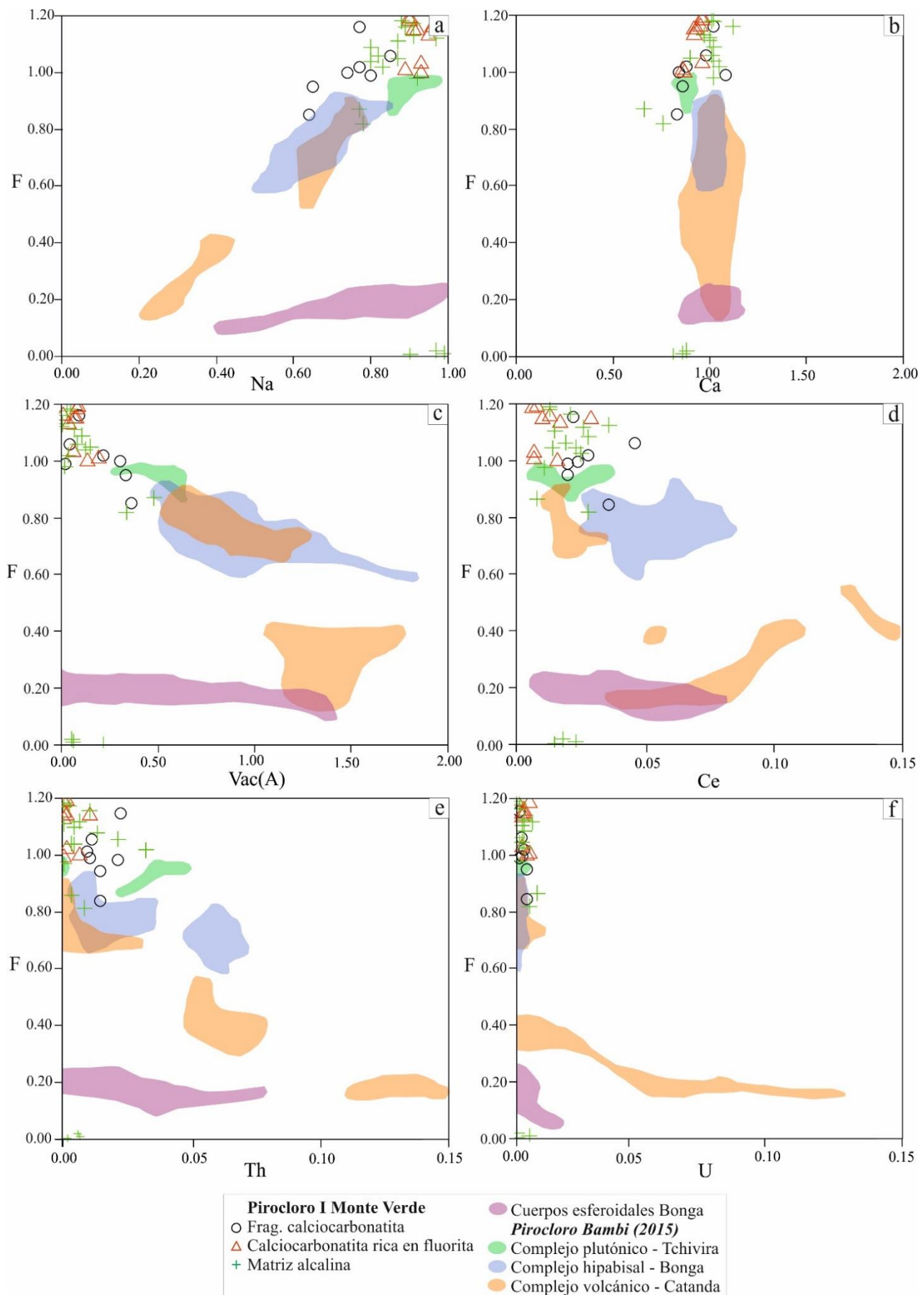


Figura 3.7.1.2. Diagramas binarios que representan la posición A del pirocloro I versus la concentración de F. Los valores obtenidos se comparan con los pirocloros de los complejos de Tchivira, Bonga y Catanda estudiados por Bambi (2015) y los fragmentos de carbonatitas, cuerpos de magnetita-apatito, natrocarbonatitas y matriz carbonatítica de las brechas de los anillos externos de Bonga estudiados en el apartado 2.5.6 de este trabajo.

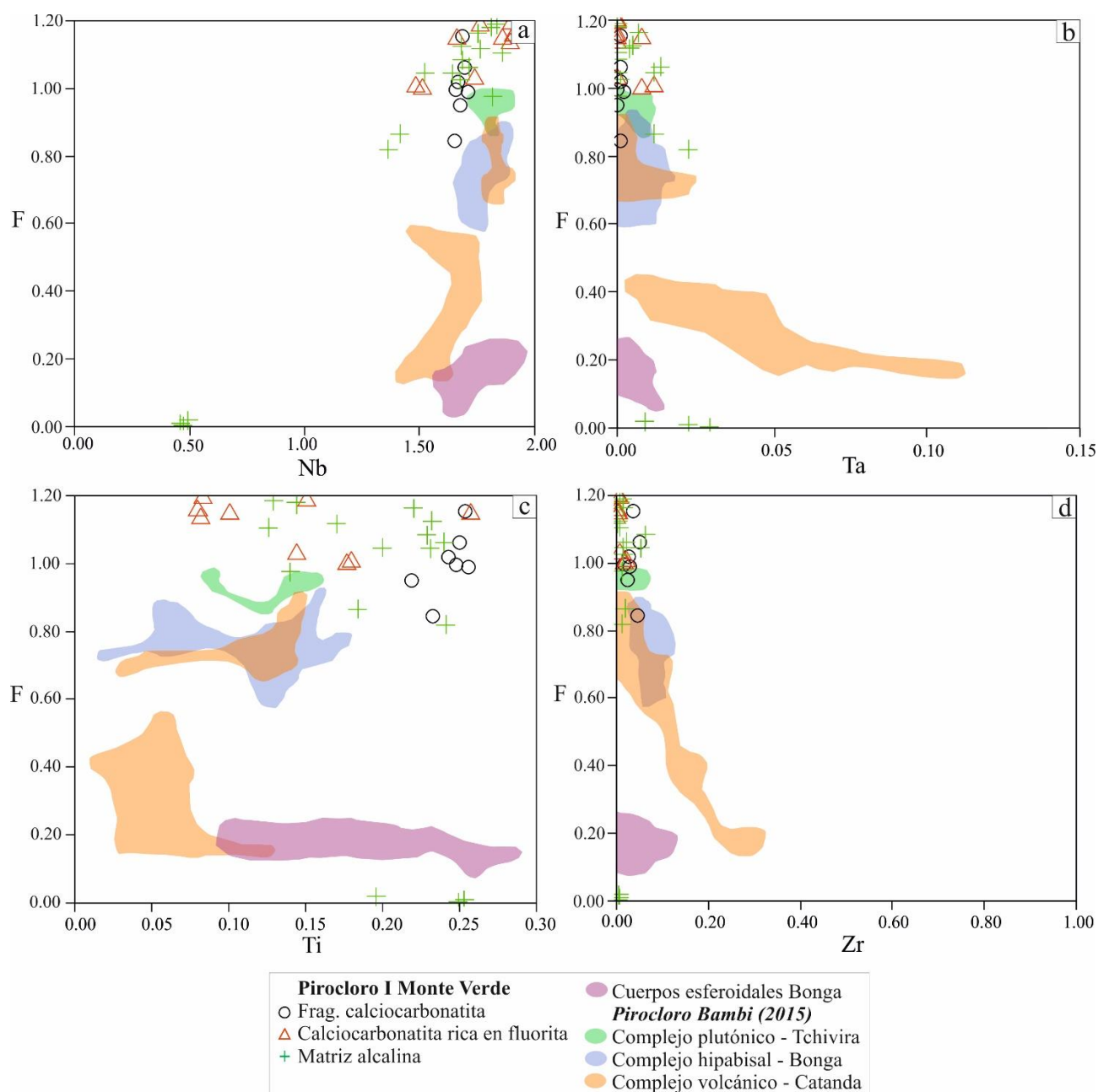


Figura 3.7.1.3. Diagramas binarios que representan la posición B del pirocloro I versus la concentración de F. Los valores obtenidos se comparan con los pirocloros de los complejos de Tchivira, Bonga y Catanda estudiados por Bambi (2015) y los fragmentos de carbonatitas, cuerpos de magnetita-apatito, natrocarbonatitas y matriz carbonatítica de las brechas de los anillos externos de Bonga estudiados en el apartado 2.5.6 de este trabajo.

3.7.1.2. Pirocloro secundario (tipos II, III, IV, V, VI)

Pirocloro II

En las brechas con matriz alcalina, el pirocloro primario es reemplazado por una generación tardía de pirocloro enriquecido en U, Th y Sr. Se han observado dos subtipos según el tipo de reemplazamiento sobre fluornatropirocloro.

Subtipo IIa

Este subtipo aparece reemplazando pirocloro I en áreas ricas en nefelina y sodalita de la matriz alcalina. La ocupación de la posición A es muy heterogénea; los cationes principales de la misma son Na y Ca, aunque tienen una proporción variable que oscila entre 0.26 y 0.95 apfu para Na y 0.46 y 1 apfu para Ca.

Destaca en este pirocloro la entrada de ThO_2 y UO_2 en proporciones importantes, que alcanzan hasta 4.08% en peso y 10.54% en peso respectivamente. La correlación entre Th y U con Na y Ca no sigue ninguna tendencia general. Algunos puntos presentan un alto contenido en Na, Ca, Th y U sin prácticamente vacantes en la posición y muestran un brillo elevado en imágenes de SEM modo BSE. Sin embargo las zonas con menor brillo pueden contener elevadas proporciones de Th y U pero bajos contenidos en Na y Ca y mayor número de vacantes.

Se observan también cantidades traza de otros elementos como SrO y BaO, que alcanzan hasta el 2.47 % 2.50% en peso respectivamente. El contenido en tierras raras (principalmente Ce_2O_3) suele ser inferior al 1% en peso.

La posición B, como el fluornatropirocloro, está dominada por Nb aunque en una proporción variable entre 1.03 y 1.65 apfu. El resto de la posición está ocupada por Ti que alcanza hasta un 0.40 apfu. En esta generación además puede entrar una cierta proporción de Si de hasta el 0.49 apfu. El contenido en Ta solo alcanza un 0.04 apfu.

La posición Y está ocupada por una proporción de entre 1.58 y 4.70% en peso de F, valores que son inferiores a los que presenta el pirocloro primario.

Subtipo IIb

Este subtipo se encuentra en la matriz alcalina formada por nefelina y richterita y, como el subtipo anterior, está enriquecido en U, Th y reemplaza al pirocloro primario. Sin embargo, en este caso forma bandas de hasta 10 micras de anchura que definen una zonación oscilatoria.

Esta generación no presenta Na en la posición A y tiene una proporción inferior de Ca respecto al fluornatropirocloro original, que alcanza solo un 0.71 apfu, por lo que la proporción de vacantes es mucho más elevada, superando 1 apfu. Como el anterior subtipo, la proporción de ThO_2 es elevada, llegando a valores de hasta 3.72% en peso. Sin embargo el contenido en UO_2 es inferior, ya que se ha registrado un valor máximo de hasta 6.13% en peso.

En esta posición se observan cantidades similares de SrO y BaO respecto al subtipo I, alcanzado hasta un 3.47% y 1.50% en peso respectivamente. La proporción de Ce_2O_3 no supera 1.50% en peso.

La posición B está mayoritariamente ocupada por Nb, en una proporción que oscila entre 1.01 y 1.46 apfu. Como en el subtipo I, el resto de la posición está formada por Ti (hasta 0.33 apfu) y por Si que puede llegar a 0,46 apfu. Destaca la proporción de Zr que alcanza un 0.09 apfu mientras que la cantidad de Ta es totalmente minoritaria (máximo de 0,02 apfu).

La posición Y está ocupada por una pequeña proporción de F (sólo hasta 3.14%). El resto de la posición puede estar vacía u ocupada por moléculas de H_2O .

En el pirocloro de tipo II predomina el catión Ca respecto los demás por lo que según Atencio et al. (2010) se puede clasificar como hidroxicalciopirocloro.

Pirocloro III

Se ha determinado una generación de pirocloro secundario con altos contenidos de U presente únicamente en las brechas con cemento calciocarbonatítico y que reemplaza completamente al pirocloro primario. Se definen tres subgrupos composicionalmente distintos.

Subtipo IIIa

Este pirocloro está compuesto por una proporción importante de UO_2 en la posición A y que oscila entre 12.39 y 16.92% en peso que representa el catión más abundante, sin Na y con una baja proporción en Ca. Sin embargo la posición está dominada por las vacantes que alcanzan hasta 1.34 apfu. La proporción de REE puede ser elevada, sobretodo el Ce_2O_3 que llega hasta un 1.64% en peso. Las demás tierras raras están en proporciones traza, así como también lo están Sr y Ba.

La posición B está dominada por Nb, si bien presenta una elevada proporción de Ti que puede llegar al 0.52 apfu. Sin embargo la cantidad de Ta es inferior al 0.80% en peso. También el Si es muy escaso. La proporción de F es prácticamente nula, por lo que la posición Y está ocupada por moléculas de H₂O o vacantes.

Subtipo IIIb

Este grupo de pirocloro está reemplazando el subtipo IIIa y se reconoce por presentar un mayor brillo en imágenes de SEM modo BSE. Se trata de un subtipo con una proporción de UO₂ en la posición A que puede llegar a alcanzar hasta un 23.07% en peso. La proporción de Na es nula mientras que la de Ca es muy escasa (hasta 0.60 apfu). El número de vacantes es muy elevado y predominante en la posición, del orden del 1.04 hasta 1.41 apfu. Este pirocloro además presenta un cierto contenido en BaO que en algunos puntos puede llegar hasta un 6.09% en peso.

El Ce₂O₃ se encuentra en una proporción ligeramente superior respecto al subtipo IIIa, con valores de hasta 3.55% en peso. El resto de elemento se encuentra en proporciones traza.

La posición B está compuesta por Nb mayoritario, además de Ti en proporciones altas entre 0.3 y 0.4 apfu. La cantidad de Ta es totalmente accesorio, inferior a 0.03 apfu.

Subtipo IIIc

Se trata de un sobrecrecimiento tardío en los bordes de grano pirocloro III con una composición diferenciada, con un contenido en UO₂ muy inferior, inferior a 7.60% en peso. En este subtipo entra una pequeña cantidad de ThO₂ que en ningún caso supera un el 2.80% en peso. Además, la posición A también presenta BaO y SrO con una proporción de hasta 5.60 y 4.83% en peso respectivamente. El número de vacantes domina en la posición.

Respecto la posición B, el Nb es dominante aunque el Ti puede llegar a ocupar hasta un 0.50 apfu. El resto de cationes están en proporciones traza.

Se observa cierto contenido de F en Y aunque predominan las moléculas de H₂O y las vacantes como evidencian las imágenes de SEM modo BSE, en las que presenta un brillo muy bajo.

Pirocloro IV

Se trata de una generación de pirocloro tardía que ha sido ubicada en los fragmentos de carbonatita en las brechas magmáticas de matriz alcalina. Se encuentra como sobrecrecimiento de cristales de fluoratropirocloro, que puede ser parcial o total en algunos casos. Su formación es muy tardía, ya que está asociado a la entrada de cuarzo y fases de REE que reemplazan a la roca.

La posición A del pirocloro contiene la proporción de Sr más elevada registrada, que alcanza hasta 0.29 apfu. Sin embargo, no es el catión dominante, ya que la proporción de Ca es superior (entre 0.45 y 0.61 apfu). La entrada de Sr se correlaciona con el aumento del número de vacantes en la posición, siendo éstas mayoritarias, ocupando hasta 1.04 apfu. Esta generación también presenta valores elevados de ThO₂ y UO₂, de hasta 4.38 y 2.88 % en peso respectivamente. La proporción de Ce₂O₃ es inferior a 2.10% en peso.

Como en las otras generaciones de pirocloro, en la posición B predomina el Nb, en este caso en una proporción bastante constante de 1.55 apfu aproximadamente. El contenido en Ti es moderado, entre 0.21 y 0.33 apfu. Finalmente, la proporción de F en la posición Y es inferior al 3% en peso.

Pirocloro V

Esta generación de pirocloro secundario se encuentra en granitos fenitizados reemplazados por una matriz secundaria criptocristalina de biotita alterada a esmectitas, ankerita y hematites. Se encuentra asociado a ilmenorutilo, barita y rabdofana-(Ce).

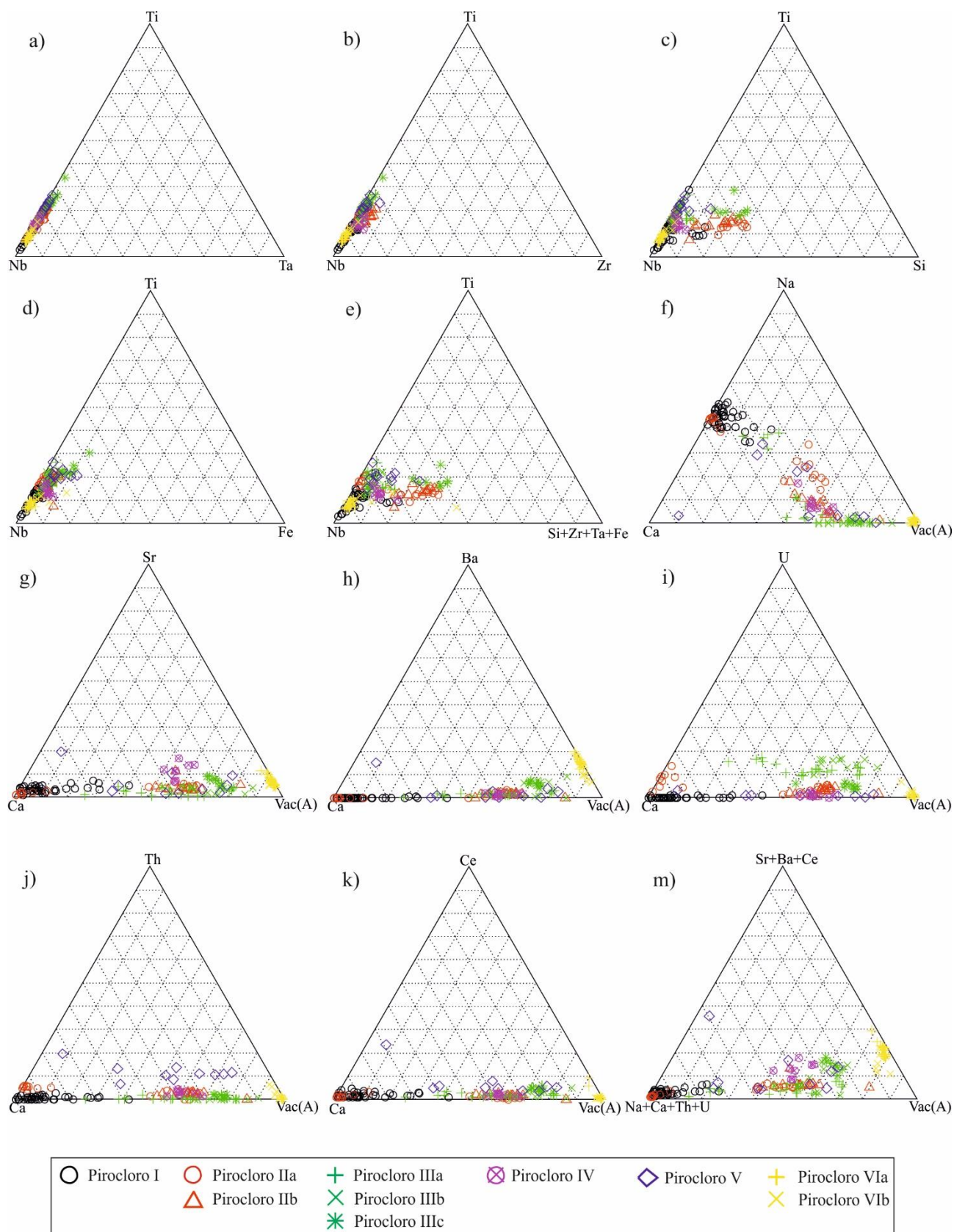


Figura 3.7.1.4: Composición química de las distintas generaciones de pirocloro en el complejo de Monte Verde representadas mediante diagramas ternarios. Diagramas desde a hasta e, variación de los cationes en la posición B; de f hasta m, cationes en la posición A.

Su composición difiere de los demás pirocloros en su fuerte enriquecimiento en ThO_2 y Ce_2O_3 , con valores comprendidos entre 5.77 y 14.40% y 2.55 y 4.67% en peso respectivamente. Estos son los valores más elevados registrados en los pirocloros de Monte Verde. La posición también presenta

Na y Ca, aunque en cantidades muy inferiores a las del fluornatropirocloro primario, mientras que el número de vacantes predomina en la posición (entre 0,78 y 1.25 apfu). La posición B está ocupada principalmente por Nb_2O_5 , aunque presenta una proporción de TiO_2 elevada, de hasta 0.52 apfu.

Se observa un contenido variable en F, que puede alcanzar hasta 4.22% en peso.

Pirocloro VI

Esta generación de pirocloro tardío se ha determinado en rocas intensamente afectadas por una fenitización potásica compuestas por feldespato potásico y goethita. Se encuentra intercrecido entre zircón. Se pueden diferenciar dos subtipos.

Subtipo VIa

Este pirocloro está muy enriquecido en Ba en la posición A con valores que alcanzan hasta 0.35 apfu sin prácticamente Na ni Ca en la estructura del mineral. El Sr es abundante ocupando hasta 0.17 apfu. Sin embargo la posición está dominada por un elevado número de vacantes, que alcanza hasta el 1.58 apfu. También destaca la cantidad de Ce_2O_3 que puede llegar a 6.36% en peso aunque generalmente está por debajo del 1%. La proporción de Th y U es traza, del orden del 1% en peso.

En la posición B predomina el Nb de forma mayoritaria, ocupando hasta un 1.83 apfu. El contenido en Ti no es elevado, ya que solo alcanza valores 0.20 apfu. El contenido en F en la posición Y es nulo.

Subtipo VIb

Este pirocloro rellena pequeñas vetas que cortan al subtipo VIa, las cuales tienen un aspecto más brillante en imágenes de SEM modo BSE debido a que contienen cierta proporción de Th y U.

La posición A no presenta Na o Ca sino que está formada principalmente por una proporción de Ba comprendida entre 0.12 y 0.25 apfu y Sr que alcanza los 0.12 apfu. El contenido en ThO_2 y UO_2 es destacable pues llega hasta 8.24 y 8.25% en peso respectivamente. En este caso estos elementos presentan una correlación negativa. Como el subtipo anterior, el número de vacantes es muy elevado llegando a ocupar hasta el 1.66 apfu. Presenta cantidades inferiores al 1% de Ce_2O_3 .

La posición B e Y presentan la misma composición que el subtipo VIa.

Las generaciones secundarias III, IV, V y VI se clasifican como kenopirocloro ya que predominan el número de vacantes en la posición A (Atencio et al., 2010).

3.7.1.4. Evolución del pirocloro de Monte Verde

Todos los minerales del grupo del pirocloro analizados contienen Nb como elemento dominante en la posición B, por lo pertenecen al subgrupo del pirocloro s.s., según Hogarth (1977) y Atencio et al. (2010) (figura 3.7.1.1a). Sin embargo, destaca la sustitución de Nb por Ti, que se incrementa en las generaciones secundarias II, III y V.

El contenido en Ta generalmente es muy bajo, con un contenido inferior al 1% en la mayoría de pirocloros analizados de las distintas unidades. Puntualmente alcanza valores de hasta un 2% en peso en los pirocloros IIa y IIIb, que a su vez presentan los mayores valores de UO_2 y definen una correlación positiva entre Ta y U. No obstante, la proporción de Ta_2O_5 registrada es muy inferior a la proporción que presenta el pirocloro de U caracterizado en otros complejos. Por ejemplo el pirocloro tardío de tipo IV en los fragmentos de carbonatitas, cuerpos de magnetita-apatito, natrocarbonatitas y matriz carbonatítica de las brechas de los anillos externos de Bonga estudiados en el apartado 2.5.6 de este trabajo del complejo de Bonga presenta proporciones de UO_2 y Ta_2O_5 que alcanzan valores de hasta 22.58 y 18.47% en peso respectivamente. También en las carbonatitas del complejo de Sokli

(Finlandia) se observa cómo altos contenidos de U en el pirocloro se correlacionan con proporciones de hasta 15.60% en peso de Ta_2O_5 (Lee et al., 2006).

El Zr aparece en cantidades traza sustituyendo Nb, siendo ligeramente más abundante en el pirocloro IIb. Este subtipo está presente en la matriz de las brechas alcalinas en las cuales aparece zircón asociado (figura 3.7.11b).

Las variaciones principales en la posición B se observan en el pirocloro tipo II presente en la matriz alcalina. Esta generación muestra una sustitución de Nb por Si. La matriz está formada por feldespatos, nefelina y sodalita, así que los contenidos de Si en el pirocloro pueden deberse a una contaminación por estos silicatos (figura 3.7.1.1c). Sin embargo la generación III también presenta Si en la posición.

También se observan variaciones en la posición B debidas a la sustitución de Nb por Fe, principalmente en el pirocloro rico en Ba de las rocas fenitizadas con abundante hematites y goethita (figura 3.7.11c, 3.7.12c). También se observan altos contenidos de Fe en pirocloros de U y pirocloros de Sr en brechas carbonatíticas, que a su vez se correlacionan positivamente con un elevado contenido en Ti. Algunos fluornatropirocloros que se encuentran como inclusiones en ilmenita-pirofanita también suelen contener una proporción de Fe.

En la posición catiónica A, se observan importantes variaciones entre las generaciones de pirocloros. El fluornatropirocloro primario está enriquecido en Na y Ca, de forma que la posición está completa y sin vacantes (figura 3.7.11e, 3.7.12e). Además, presenta las mayores proporciones de F, que ocupa el total de la posición Y. El F presenta una correlación positiva con los contenidos en Na y Ca (figura 3.7.13 a, b). En las generaciones secundarias ricas en U y Th el contenido en Ca oscila entre 0.5 hasta alcanzar 1 apfu en los fluornatropirocloros. En las generaciones secundarias de U y Ba el contenido en Ca es inferior a 0,5 apfu y se correlaciona con número de vacantes elevado (figura 3.7.13 b y c).

Las generaciones de pirocloro secundarias presentan en todos los casos una disminución del contenido en Na y F y la entrada de cationes de mayor tamaño o alta carga, como Sr, U, Th y Ba (figura 3.7.11f, h, i). Para compensar el balance de cargas inducido por la entrada de cationes HFSE, estos pirocloros deben aumentar el número de vacantes. En el caso del pirocloro de Ba en las fenitas, el número de vacantes es mayoritario en la posición A (figura 3.7.11g, 3.7.12g), siendo del orden de 1.5 sobre 2 apfu, que concuerda con una pérdida total del F en la posición Y (figura 3.7.13c). Las figuras 3.7.11j y 3.7.12j muestran claramente la tendencia observada, según la cual la entrada de cationes mayores, como Sr, Ba o Ce, se correlacionan con una disminución de Na y Ca y un aumento de las vacantes en la posición A.

El U se concentra en dos generaciones de pirocloro: pirocloro U-Th-Na reemplazando fluornatropirocloro en brechas de matriz alcalina y pirocloro U en brechas de matriz carbonatítica. En el primer caso, hay correlación positiva entre U y Th, mientras que en el segundo el U está relacionado con una proporción alta de Ce (figura 3.7.11h, 3.7.12h, 3.7.13 e, f) y Ti en la posición B.

Respecto el contenido en Th, se observan tendencias diferentes entre unidades (figura 3.7.11i). En los granitos fenitizados se forman los pirocloros secundarios que concentran las mayores proporciones de Th del complejo de Monte Verde y que se correlacionan a su vez con los valores más elevados de Ce y Ti (figura 3.7.13e). Por lo tanto, las unidades fenitizadas es donde se concentran más HFSE y REE. Sin embargo, en brechas con matriz carbonatítica, el Th se concentra en proporciones muy inferiores en los pirocloros de tipo II y IV y se correlaciona con valores altos de U, Sr y Ce.

En los granitos fenitizados aparece pirocloro de tipo VI que se caracteriza por presentar Ba como catión mayoritario en la posición A, además de proporciones destacables de Sr. Como indica Bambi (2015) y Melgarejo et al., (2012) este enriquecimiento en este tipo de cationes puede ser debido al lavado de Ba de los feldespatos del granito encajante por parte de los fluidos hidrotermales que dieron

lugar a la fenitización. En el caso de Monte Verde, la posición B está ocupada por una concentración alta de Fe que sustituye al Nb. Esta sustitución produce un desajuste en la carga, generando la entrada de cationes de tipo HFSE en la posición A, en este caso principalmente Th (figura 3.7.1.5 g).

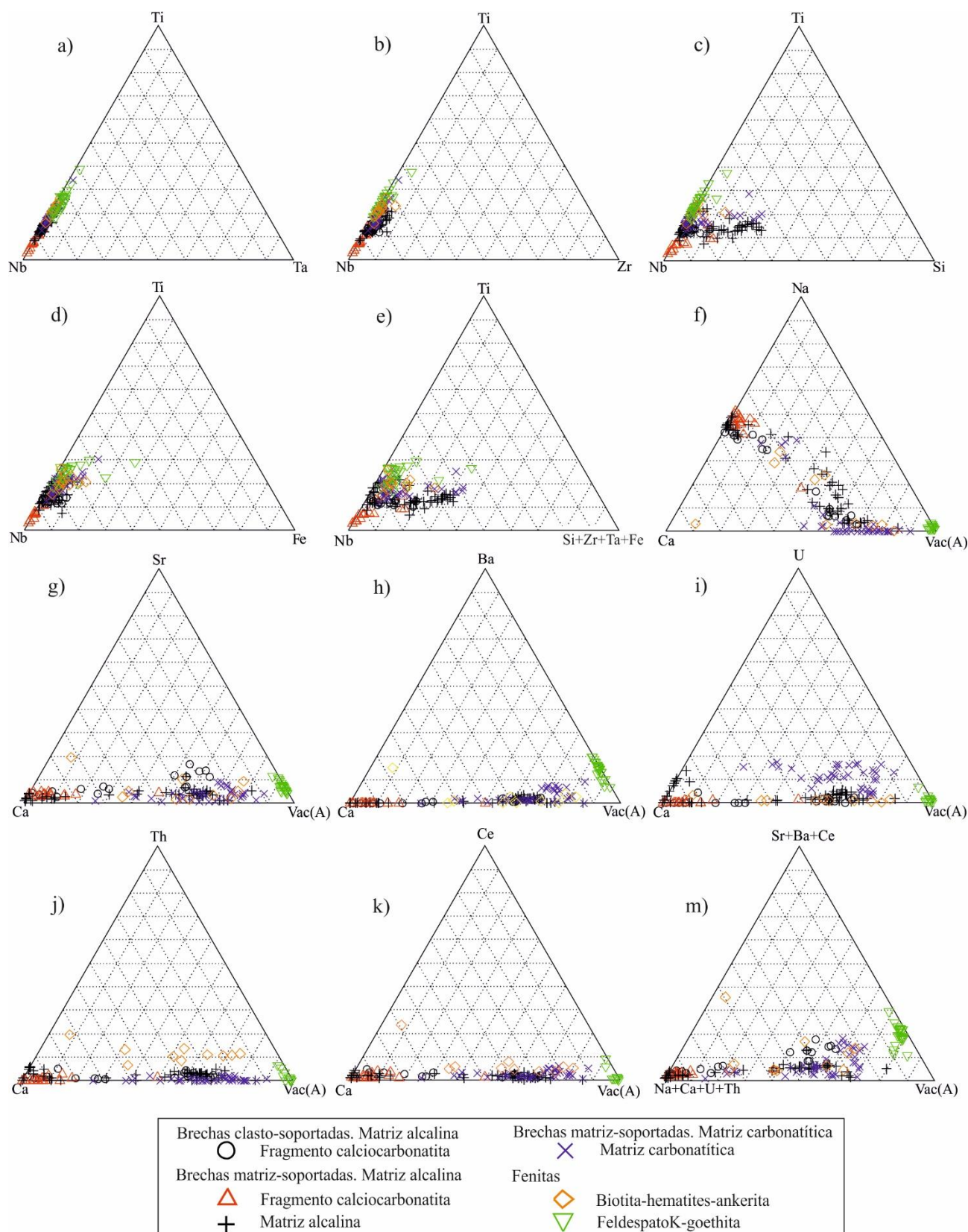


Figura 3.7.1.5: Composiciones químicas de pirocloro de Monte Verde clasificados según en la unidad del complejo en la que se encuentran. Diagrama ternario a hasta e, ocupación de la posición B; diagramas ternarios desde f hasta m, posición A.

3.7.2. PEROVSKITA – LOPARITA

Los óxidos dobles del grupo de la perovskita pueden representarse a partir de composiciones del tipo ABO_3 , donde:

A son cationes medianos a grandes, especialmente Ca, Na, Ba, Sr, REE, Th

B son cationes HFSE, principalmente Ti, Nb, Ta.

Los minerales del grupo de la perovskita aparecen en cantidades accesorias en la muestra MV-106, representativa de un dique de traquita nefelínica que corta la intrusión central del complejo de Monte Verde.

Se distinguen dos tipos de minerales del grupo de la perovskita: una precoz (perovskita) es pseudomorfizada por vetillas de loparita-(Ce), enriquecida en Na, REE y Nb. Ambos minerales se encuentran reemplazados por titanita, ésta zonada con proporciones variables de Nb y Ti.

3.7.2.1. Ce-Perovskita

La perovskita analizada presenta una composición rica en el término $CaTiO_3$ (perovskita s.s.), con proporciones de Ca comprendidas entre 0.51 – 0.79 apfu, y Ti, con aproximadamente 1 apfu. A diferencia de las perovskitas de las kimberlitas (Chakhmouradian & Mitchell, 2000), estos cristales contienen proporciones destacables de Ce, La y Na (componente loparita) que alcanzan hasta 0.09, 0.08 y 0.22 apfu respectivamente. La suma de éstas es inferior a la proporción de Ca (figura 3.7.2.1 a).

Por otra parte, la proporción de Nb (término lueshita) es baja (hasta 0.02 apfu), mientras que el Sr (componente tausonita) puede llegar a alcanzar hasta el 0.09 apfu (figura 3.7.2.1b).

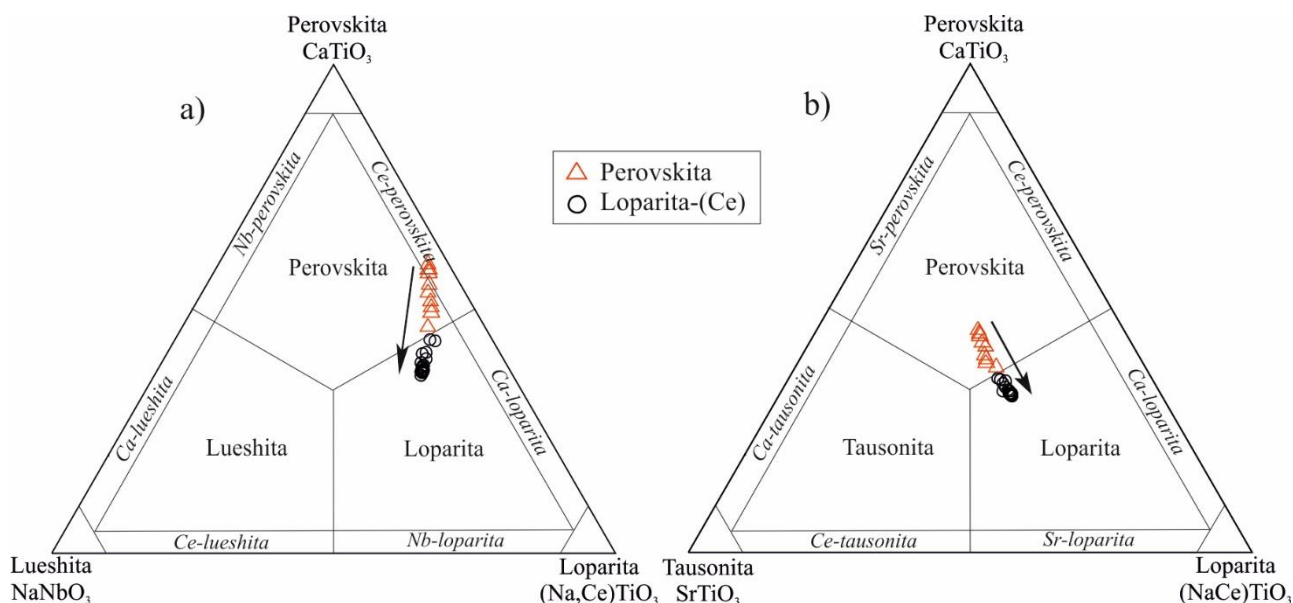


Figura 3.7.2.1: Variación composicional de los minerales del grupo de la perovskita. a) Diagrama ternario $NaNbO_3$ – $CaTiO_3$ – $(Na,Ce)TiO_3$; b) Diagrama ternario $SrTiO_3$ – $CaTiO_3$ – $(Na,Ce)TiO_3$. Diagramas de clasificación del supergrupo de la perovskita según Mitchell et al., (2017). Las flechas indican la tendencia de evolución de la perovskita – loparita de Monte Verde.

3.7.2.2. Loparita-(Ce)

La perovskita está cortada por vetillas de loparita-(Ce), rica en Na (hasta 0.4 apfu) y en elementos de las tierras raras ligeras, sobretodo Ce y La, con cantidades que alcanzan hasta 0.16 y 0.12 apfu respectivamente. La proporción de Nd es también destacable, hasta 0.02 apfu. La suma de REE y Na es superior a la de Ca; por lo tanto, el mineral corresponde a loparita (figura 3.7.2.1a).

Por otra parte, en la posición B la loparita contiene una elevada proporción de Nb, hasta un 0.1 apfu, de forma que se observa un enriquecimiento en el término lueshita respecto la perovskita primaria. En cambio, la proporción de Sr o tausonita es inferior (figura 3.7.2.1b). Esta generación, además, llega a contener hasta un 2% en peso de ThO₂, mientras que la concentración en perovskita es inferior al 1%.

Se da una tendencia evolutiva desde perovskita rica en Ca y Ti hacia un enriquecimiento en Na, REE, Nb y, en menor medida, en Th (figura 3.7.2.1). Esta tendencia se ha descrito ya en otros complejos alcalinos, como en el de Khibiny (Kola, Rusia; Chakhmouradian & Mitchell, 1998; Mitchell et al., 2017).

3.7.3. EUDIALITA

La eudialita es un ciclosilicato de Na y Zr accesorio en los diques de traquitas nefelínicas que cortan la intrusión central del complejo de Monte Verde, formada por sienitas nefelínicas y foidolitas. La fórmula estructural general del grupo de la eudialita se ha definido como $N_{15}[M(1)]_6[M(2)]_3[M(3)][M(4)]Z_3(Si_{24}O_{72})O'_4X_2$, con las posiciones ocupadas por los siguientes componentes:

N= Na, Ca, K, Sr, REE, Ba, Mn, H₃O⁺

[M(1)]= Ca, Mn, REE, Na, Sr, Fe

[M(2)]= Fe, Mn, Na, Zr, Ta, Ti, K, Ba, H₃O⁺

[M(3,4)]= Si, Nb, Ti, W, Na

Z= Zr, Ti, Nb

O'= O, OH⁻, H₂O, OH⁻, O²⁻, CO₃²⁻, SO₄²⁻, SiO₄⁴⁻

X= H₂O, Cl⁻, F⁻, OH⁻, CO₃²⁻, SO₄²⁻, SiO₄⁴⁻

La fórmula estructural se ha calculado en base a la suma de Si+Zr+Ti+Nb+Al = 29 apfu (Johnsen & Grise, 1999; Chakrabarty et al., 2012). El FeO_T obtenido se ha calculado en su totalidad como Fe²⁺.

Se han diferenciado dos tipos texturalmente distintos de eudialita; no obstante, las composiciones químicas obtenidas para ambas generaciones no presentan diferencias importantes (tabla 3.7.3.1). Una primera generación, considerada como magmática primaria, se encuentra como un componente accesorio de los diques de traquita nefelínica, intercrecida con cristales de augita y nefelina. Esta generación de eudialita suele estar reemplazada por silicatos de Zr y Nb del grupo de la wöhlerita. Un segundo tipo de eudialita ha sido clasificada como secundaria, puesto que se encuentra en vetillas que cortan estos diques. Forma cristales idiomórficos de tamaño milimétrico que suelen estar zonados.

3.7.3.1. Eudialita primaria

Esta generación está enriquecida en CaO respecto a Na₂O, con proporciones del 15.5% en peso y entre el 10.10 y 10.62% en peso, respectivamente. La proporción de SrO alcanza el 2.68% y es la más alta observada en la eudialita del complejo (figura 3.7.3.1a).

Esta eudialita contiene una proporción de MnO baja, comprendida entre 2.30 y 2.51%, en todos los casos inferior al contenido en FeO, con valores del 4% en peso de media. Mn y Fe se correlacionan negativamente (figura 3.7.3.1b, 3.7.3.2a).

La posición Z está prácticamente ocupada por ZrO₂, si bien entra una proporción de Nb₂O₅ de hasta un 2.70% en peso.

Se ha analizado la proporción de elementos de las tierras raras ligeras (Ce_2O_3 , La_2O_3 , Pr_2O_3 , Nd_2O_3 , Sm_2O_3 y Gd_2O_3), pero éstas se encuentran en cantidades muy bajas, puesto que la suma de todas ellas alcanza como máximo 1.23% peso.

La posición X está principalmente ocupada por Cl, con una proporción comprendida entre 1.48 y 1.95 apfu.

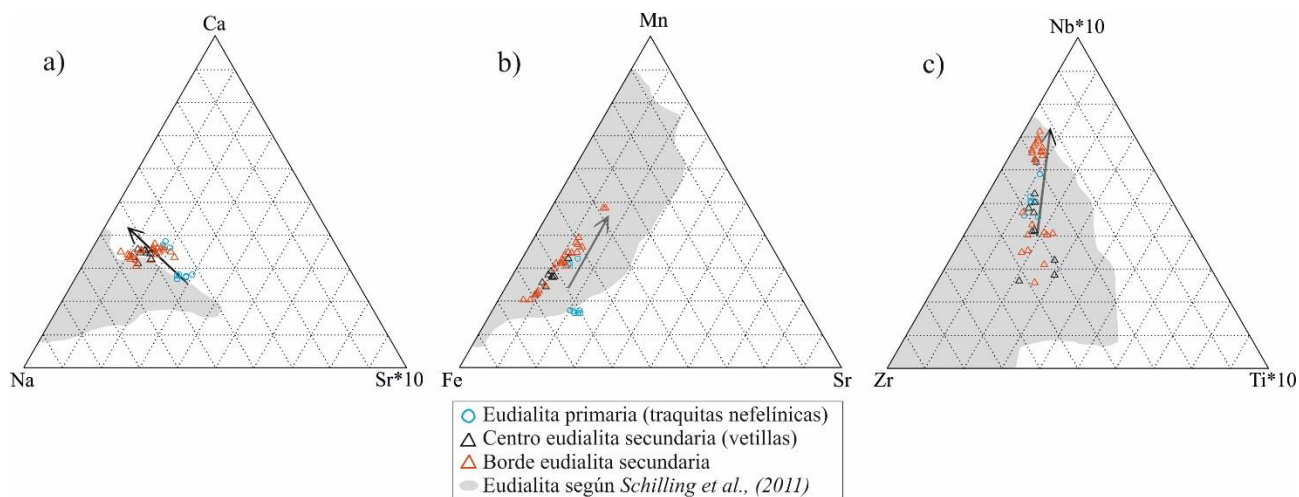


Figura 3.7.3.1: Diagramas ternarios con la variación composicional de la eudialita. A) Na – Ca – Sr*10; b) Fe – Mn – Sr; c) Zr – Nb*10 – Sr*10. Los campos en gris representan las composiciones de eudialita en los complejos alcalinos de Illímaussaq en Groenlandia, Tamazeght en Marruecos y Mont Saint-Hilaire en Canadá según Schilling et al. (2011). Las flechas indican la tendencia de evolución de la eudialita de Monte Verde.

3.7.4.2. Eudialita secundaria

En las vetillas de eudialita este mineral es de tamaño milimétrico e idiomórfico y describe una zonación composicional característica, con dos áreas diferenciadas. Por un lado, se diferencia una zona más oscura en el centro, mediante imágenes de SEM-BSE, que presenta una composición muy similar a la de la generación anterior. Destacan en esta generación su proporción de MnO, que puede alcanzar hasta un 2.23% sustituyendo FeO (máximos de 5.02% en peso) y el contenido en Nb_2O_5 , que llega a 2.61% en peso.

La zona de borde, que presenta un mayor brillo con imágenes de SEM-BSE, contiene una proporción de MnO variable, aunque ligeramente superior, que puede alcanzar un 3.98% en peso que se compensa con una disminución de FeO. El contenido en Nb_2O_5 también es superior a la de la otra generación, con valores de 3.65% en peso, los más elevados registrados en la eudialita de Monte Verde (figura 3.7.3.1 c). En esta zona destaca el contenido en Ce_2O_3 y La_2O_3 , que puede llegar a 1.55 y 1.61% respectivamente, con una suma de REE de hasta 3.52% en peso. Las REE aparecen sustituyendo Na_2O , ya que los contenidos de Ca parecen más constantes.

En ambas zonas, la posición X se encuentra ocupada por Cl, con una proporción media de 1.5 apfu.

3.7.4 SOROSILICATOS DE Na-Zr-Ti

Se trata de zirconosilicatos con fórmula general muy compleja, que se podría representar muy a grandes rasgos como $\text{M}_x(\text{Si}_2\text{O}_7)_y(\text{O},\text{OH},\text{F})_z$, donde M corresponde a posiciones con cationes en coordinación VI y VIII, ocupadas respectivamente por cationes de alta carga como Ti^{4+} , Zr^{4+} , Nb^{5+} y REE^{3+} , además de Mn^{2+} y Fe^{2+} , y cationes de baja carga como Na^+ y Ca^{2+} (Shibayeva y Belov, 1960; Bellezza et al., 2004; Biagioni et al., 2012). Esta fórmula puede comprender, a grandes rasgos, con la

de los minerales de los grupos de la lãvenita – wöhlerita y del de la rinkita que están presentes en los diques de traquita nefelínica en la parte central del complejo de Monte Verde.

Las fórmulas estructurales de los sorosilicatos de Na-Zr-Ti de Monte Verde se han calculado normalizando a 4 o 8 átomos de Si, de acuerdo con los mecanismos propuestos por Andersen et al. (2010).

3.7.4.1 Wöhlerita

La wöhlerita de Monte Verde se encuentra reemplazando eudialita primaria en los diques de traquita nefelínica que cortan a la intrusión foidolítica principal. La wöhlerita es un mineral común en asociaciones minerales de afinidades agpaíticas y miaskíticas, especialmente en sienitas nefelínicas y sus pegmatitas asociadas (Vlasov, 1966). Este mismo autor la cita en rocas volcánicas equivalentes, pero no ofrece referencias.

La composición de la wöhlerita de Monte Verde la acerca a la fórmula estructural teórica del mineral, definida como $\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{Zr},\text{Nb})_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{O},\text{OH},\text{F})_2$ (Mellini y Merlino, 1979), lo que le conferiría un módulo de alcalinidad (Kalc) de acuerdo con los criterios de Khomyakov (1995) en torno al 16.67%.

De este modo, es remarcable que contiene Zr y Nb con $\text{Zr}/\text{Nb} > 1$, a diferencia de la marianoita, el otro correspondiente término extremo de la serie, con Nb como catión principal (Chakhmouradian et al., 2008). Así, la proporción de Zr en todos los casos es superior a la del resto de elementos que ocupan esta posición, con valores que alcanzan hasta 0.96 apfu, mientras que el Nb, aunque también se encuentra en elevada proporción, es siempre ligeramente inferior al Zr, alcanzando como valor máximo 0.87 apfu. Sea como sea, los valores de Nb de la wöhlerita de Monte Verde, entre 11.21-14.38, se encuentran en la parte baja del intervalo descrito por Mariano y Roeder (1989) para cristales de wöhlerita de otros complejos alcalinos del mundo. Por otra parte, sustituyendo Nb y Zr se ha registrado una proporción de Ti inferior, que sólo llega a 0.32 apfu. Tampoco presenta Ta en su estructura, y no se han registrado contenidos de Hf.

En cambio, este mineral no contiene prácticamente REE o Y (con proporciones entre 0.06-0.16 apfu), ni tampoco cantidades destacables de Mn o Fe, pues sus proporciones son inferiores a 0.1 apfu. Tampoco se han encontrado cantidades apreciables de Th o de U.

Finalmente, un aspecto muy importante es que el contenido en F es casi nulo, a diferencia de lo que acontece en la wöhlerita de otros complejos alcalinos del mundo (por ejemplo, Mariano y Roeder, 1989; Biagioni et al., 2012). En el caso de Monte Verde, el F sólo alcanza en algún caso un máximo de 0.04 apfu. Tampoco se han detectado contenidos de otros elementos halógenos, como Cl, pese a haberse analizado expresamente para ello. Mellini y Merlino (1979) y Mariano y Roeder (1989) propusieron un sistema de compensación entre Nb y Ti y F y O del tipo $\text{Ti}^{4+} + \text{F}^{1-} - \text{Nb}^{5+} + \text{O}^{2-}$; no obstante, las bajas concentraciones de F no parece que se puedan explicar por este mecanismo, puesto que no se corresponden con las concentraciones de Nb; por consiguiente, es muy posible que la presencia de pequeñas cantidades de Fe deban tenerse en cuenta por intervenir también en el balance de cargas.

Además, Mariano y Roeder (1989) proponen que el contenido de Ca puede ser superior al teórico de 4 a fin de compensar el déficit de cargas producido en estas substitutiones, dando una fórmula estructural más compleja, tal como $(\text{Ca}_3\text{REE})[(\text{H}_2\text{O})_2\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5}]\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_2$, la cual refleja mejor lo que acontece también en Monte Verde, aunque también se dan en Monte Verde casos inversos, con contenidos elementales inferiores a los esperados para estas posiciones. Por consiguiente, los excesos o déficits de elemento en las posiciones de coordinación elevada parecen

deberse no a fallos analíticos sino a la presencia generalizada de vacantes en estas posiciones para compensar el exceso de carga en el conjunto de la estructura.

3.7.4.2 Grupo de la rinkita

Algunos representantes de minerales de este grupo de sorosilicatos se encuentran, aunque en proporciones muy bajas, en los diques de traquita nefelínica, estando intercrecidos entre sanidina y nefelina en la matriz alcalina.

Rosenbuschita

La rosenbuschita, con fórmula química definida clásicamente como $[\text{Na}_6\text{Ca}_6\text{Zr}_3\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_4\text{O}_4\text{F}_6]$ es otro sorosilicato típico de medios alcalinos (Vlasov, 1966), si bien refleja una formación en asociaciones de baja agpaicidad, puesto que su módulo de alcalinidad es bajo (cerca de 25%). En el caso de Monte Verde, se han reconocido algunas composiciones que encajan en este mineral, pero más pobres en Na, lo que rebajaría su agpaicidad.

En la posición de cationes pequeños de alta carga predomina Zr (1,68-1,80 apfu), con importantes cantidades de Nb (0,96-1,04 apfu) y menores de Ti (0,41-0,47); son importantes los contenidos de Mn y Fe (en torno a 0,7 y 0,3 apfu, respectivamente).

La posición de cationes medianos queda ocupada principalmente por Ca (cerca de 8 apfu), con menores proporciones de Na (en torno a 4 apfu); las proporciones de REE son muy bajas.

Finalmente, como en otros minerales de Monte Verde, la proporción de F y Cl es casi nula.

Fase X análoga a la rosenbuschita

En el caso de Monte Verde se encuentra un mineral cuya composición la asemeja a la rosenbuschita, pero hay que tener en cuenta que se registran varias diferencias respecto a la composición del polo extremo rosenbuschita, las cuales hacen suponer que pueda tratarse de una nueva especie, puesto que no encaja en las composiciones anteriormente definidas por Christiansen et al. (2003) para los términos extremos del grupo. En primer lugar, en este sorosilicato en la posición de cationes pequeños de alta carga predomina ligeramente Ti (entre 1,52 y 1,64 apfu en base a 8 Si) sobre Zr (máximo 1,48 apfu), si bien el Ti no llega a ser totalmente dominante en la posición, estando ésta ocupada por cationes muy diversos. De este modo, hay proporciones importantes de Nb, hasta 0,2 apfu. Destaca, además, el contenido en Mn, que oscila entre 0,28 y 0,34 apfu.

Por otra parte, la proporción de $\text{Ca}+\text{Na}$ parece ser demasiado alta, acercándose a 13 apfu, lo que contrasta con los valores cercanos a 12 de otras rosenbuschitas; por ello, es posible que, de manera similar a lo que acontece en la wöhlerita, la fórmula teórica del mineral haya infraestimado el número de vacantes. Además, parte del Ca debe estar en la posición del Na, lo que reduce el módulo de alcalinidad de ese mineral. En esta posición se registran, además, cantidades pequeñas pero significativas de la suma de LREE (con proporciones de hasta 0,27 apfu), entre las cuales el Ce es el catión predominante.

Finalmente, en la posición de aniones adicionales no se encuentra volátiles tales como F o Cl, cuya proporción se acerca en ambos casos a 0 apfu, por lo que esta posición debe estar ocupada completamente por O o OH. Este aspecto difiere claramente de las rosenbuschitas descritas en otros complejos alcalinos del mundo.

No se ha podido concretar más, por el momento, sobre la posibilidad de establecer una nueva especie mineral, puesto que el tamaño de grano del mineral es muy fino y está intercrecido con otros minerales de separación complicada, por lo que no ha sido posible definir cuantitativamente su

estructura mediante difracción de polvo de rayos X realizada por el medio rutinario, quedando pendiente la realización de estudios estructurales in situ más detallados, quizás con ayuda de radiación sincrotrón.

Mosandrita-(Ce)

La mosandrita-(Ce) es otro sorosilicato típico de medios alcalinos (Vlasov, 1966), de medios de baja agpaicidad (Melgarejo, 2017), cuya fórmula estructural puede escribirse, como hemos indicado, como $(\text{Ca}_3\text{REE})[(\text{H}_2\text{O})_2\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5}]\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_2$ (Christiansen et al., 2003), lo que le confiere un módulo de alcalinidad cercano a 0, lo que sería indicativo de su formación en medios relativamente pobres en álcalis, casi miaskíticos.

La mosandrita de Monte Verde presenta Ti como catión dominante en la posición de los cationes de carga elevada (entre 1.84 a 2.1 apfu), con menores proporciones de Zr (entre 0.06 y 0.2 apfu) y Nb (de 0.21 a 0.27 apfu).

En la posición de coordinación más elevada presenta cantidades bajas de Na, entre 0,89-2,46 apfu, además de importantes contenidos de LREE (principalmente Ce, 0.46-0.91 apfu), con suma total de LREE entre 1.06 y 1.85 apfu. Cabe destacar que los contenidos en Y son muy bajos, entre 0.08 y 0.014 apfu.

La proporción de F en la mosandrita de Monte Verde es asimismo muy baja, de entre 0,05 y 10,1 apfu, como es la norma general en los sorosilicatos de Monte Verde.

Rinkita -(Ce)

La rinkita-(Ce) es un sorosilicato que puede aparecer como mineral accesorio de rocas ígneas alcalinas (Vlasov, 1966), particularmente de aquellas con agpaicidad baja (Melgarejo, 2017). Su fórmula estructural puede escribirse como $(\text{Ca}_3,\text{REE})_4\text{Na}(\text{Na},\text{Ca})_2(\text{Ti},\text{Zr},\text{Nb})(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{O},\text{F})_2(\text{H}_2\text{O})_2$ (Galli y Alberti, 1971). En el caso de Monte Verde, la rinkita-(Ce) reemplaza parcialmente a la mosandrita-(Ce), en lo que puede interpretarse como una tendencia al incremento de la agpaicidad en la roca.

La rinkita-(Ce) se caracteriza por presentar Ti como catión dominante respecto a Zr y Nb, con una proporción cercana a 1 apfu (Sokolova y Cámara, 2017). En el caso de Monte Verde, el Ce es mayoritario respecto a los demás elementos de las tierras raras, con proporciones de hasta 0.46 apfu.

Los análisis realizados revelan que se trata de rinkita-(Ce). El contenido en La y Nd es inferior, de hasta 0.28 y 0.1 apfu respectivamente. La proporción de Ti está comprendida entre 0.81 a 0.96 apfu, muy superior a Zr y Nb (como máximo 0.11 apfu sustituyendo Ti). En algunos análisis, la rinkita contiene hasta 0.13 apfu de Nb sustituyendo Ti, en este caso sin Zr.

Tanto rosenbuschita como rinkita no presentan F en su estructura, como tampoco la wöhlerita. Según Andersen et al. (2010), el anión F^- puede ser sustituido por O^{2-} y posiblemente OH^- , por lo que puede generar un déficit en la suma total de óxidos en los análisis obtenidos.

3.7.5 CARBONATOS DE REE

En el complejo de Monte Verde se han identificado fases de REE en dos de sus unidades: en diques de traquita nefelínica que cortan la intrusión principal foidolítica y fenitas de Monte Verde y en fragmentos de calciocarbonatita en las brechas de matriz alcalina.

Generalmente los minerales de REE se encuentran en las carbonatitas en proporciones muy reducidas, aunque su cristalización es más común durante los estadios finales de la formación de complejos carbonatíticos; de este modo, en algunos casos pueden encontrarse en cantidades

económicas, como ocurre en los complejos de Khibina y Vuoraiyarvi (Península de Kola, Rusia), Fen (Noruega) o Barra do Itapirapuá (Brasil) (Zaitsev et al., 1998; Ruberti et al., 2008; Chakhmouradian & Zaitsev, 2012).

A escala mundial, se han reconocido tres tipos de asociaciones de minerales de REE en carbonatitas: magmáticas primarias, hidrotermales-metasomáticas y supergénicas. Las fases que cristalizan inicialmente son carbonatos de Na-Ca-Sr-Ba-REE del grupo de la burbankita – calcioburbankita (Zaitsev et al., 1998; Zaitsev et al., 2002; Chakhmouradian & Zaitsev, 2012). Éstos son reemplazados por complejos intercrecimientos formados por carbonatos de Sr-Ba-REE de tipo carbocernaíta, ancilita, o bien fluorocarbonatos de Ca y REE, tales como sinchisita, bastnäsita o parisita, además de estroncianita y barita. Son el resultado de un reemplazamiento subsolidus producido por fluidos de orígenes diversos, cuya temperatura ha sido estimada en otros complejos como entre baja y media (Wall & Zaitsev, 2004). No obstante, es posible que las tierras raras se concentren en carbonatos en saprolitas y lateritas en el caso de que se produzca una intensa meteorización de protolitos de carbonatitas plutónicas (Chakhmouradian & Zaitsev, 2012). En el complejo de Monte Verde se han diferenciado fases primarias e hidrotermales – metasomáticas.

El análisis químico de estos minerales es complicado, puesto que son de tamaño de grano muy fino y, además acostumbran a estar en forma de cristales tabulares o aciculares muy exfoliables, por lo que es raro obtener análisis químicos puntuales de buena calidad con microsonda electrónica.

3.7.5.1 Grupo de la burbankita - calcioburbankita

La fórmula general del grupo es $A_3B_3(CO_3)_5$, con la posición catiónica A ocupada por Na o Ca, mientras que la B lo está por Sr, Ba, Ca y REE (Ce, La, Nd, Pr, Sm, Gd) (Zaitsev et al., 1998). Su fórmula estructural se ha determinado en base la suma de A y B con un total de 6 cationes. La burbankita de Monte Verde presenta diferencias composicionales según en la unidad en la que se encuentra, aunque siempre la proporción de Na es superior a la de Ca.

En las traquitas nefelínicas, la burbankita se encuentra entre calcita y asociada a albita. En estas rocas presenta una proporción de Na que oscila entre 1.21 y 2.61 apfu, mientras que el contenido en Ca alcanza solo 1.56 apfu. Los valores más elevados de Na y Ca acercan las composiciones de estos cristales al dominio composicional del término calcioburbankita $[Na_3(Ca,Sr,Ba,REE)_3(CO_3)_5]$, si bien nunca se llega a tener calcio suficiente para que llegue a ser el catión dominante en ninguna de las posiciones de la estructura, por lo que no se llega a entrar propiamente en el campo de la calcioburbankita. La proporción de REE es variable, con un predominio de Ce y La, con valores comprendidos entre 0.21–0.66 y 0.22–0.43 apfu respectivamente; el resto de LREE se encuentran en muy bajas proporciones, por lo común por debajo del 1% en peso y casi en el límite de detección de la microsonda, mientras que los contenidos de HREE se encuentran ya por debajo de este límite. Además, en la posición B destaca la proporción variable de Ba (entre 0.07 – 0.94 apfu) y de Sr (0.48–2.01 apfu).

En los fragmentos de calciocarbonatita en brechas alcalinas la burbankita es escasa y se encuentra entre calcita, y su formación puede ser accidental. En estas rocas la burbankita está empobrecida en REE (excepto en Nd, cuyos valores suben ligeramente, por encima de 1% en peso) y Ba respecto a sus equivalentes anteriormente citadas, presentando en cambio contenidos un poco más altos en Sr.

3.7.5.2 Carbocernaíta

Su fórmula general es $(Ca,Na)(Sr,Ce,Ba)(CO_3)_2$ por lo que su fórmula estructural se ha calculado en base a 2 cationes. Se trata de una fase tardía, que suele aparecer como producto de la alteración de

minerales del grupo de la burbankita-calcio-burbankita (Zaitsev et al., 1998; Chakhmouradian et al., 2017).

En Monte Verde este carbonato es escaso y sólo se ha encontrado en la matriz de las traquitas nefelínicas. En su composición destaca el dominio de Ca respecto de Na (entre 0.38–0.65 y 0.28–0.44 apfu respectivamente). Presenta una alta proporción de Sr, de hasta 0.86 apfu, mientras que es relativamente pobre en Ba (con valores inferiores a 0.30 apfu). El contenido en REE es minoritario, con proporciones de Ce y La de hasta 0.16 y 0.12 apfu, respectivamente; otros elementos de las tierras raras ligeras, como Nd, Pr o Sm, se encuentran por debajo del límite de detección de la microsonda electrónica, al igual que las tierras raras pesadas.

3.7.5.3 Grupo de la ancilita-(Ce) – calcioancilita-(Ce)

La fórmula de esta serie es $(\text{Ca,Sr})_{2-x}\text{REE}_x(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_x(2-x)\text{H}_2\text{O}$ (Dal Negro et al., 1975; Chakhmouradian et al., 2017), de modo que la fórmula estructural se ha calculado en base a 2 cationes. Este carbonato suele reemplazar carbonatos primarios de tipo burbankita siguiendo la alteración por carbocernaita. Esta frecuentemente asociado a estroncianita y barita (Zaitsev et al., 2014). En Monte Verde es el carbonato de REE más abundante.

En las traquitas nefelínicas la ancilita-(Ce) aparece asociado a calcita y albita aunque también puede presentarse como pseudomorfo de silicatos de Na-Zr, conjuntamente con titanita e ilmenorutilo. Presenta proporciones de Sr y Ca variables comprendidas entre 0.30–0.86 y 0.21–0.87 apfu respectivamente. Los valores de Ca más elevados corresponden al término calcioancilita-(Ce). La proporción de Ce es mayor que las demás tierras raras y alcanza 0.74 apfu sobre 2, mientras que La y Nd se encuentran en menores proporciones (valores inferiores a 0.45 y 0.17 apfu respectivamente.)

En los fragmentos de calciocarbonatita la ancilita suele aparecer como agregados de grano fino asociados a estroncianita, barita, apatito y calcita. Su composición es similar a la de los minerales análogos de la unidad anterior, aunque en este caso presenta una proporción de ThO_2 que alcanza 4.79% en peso.

3.7.5.4. Grupo de la sinchisita

Se han identificado minerales cuyas composiciones se acercan a las de este grupo $[\text{Ca}_3(\text{LREE})_3(\text{CO}_3)_6(\text{X})_3]$, donde X generalmente es F, pero donde se sospecha que puede haber grupos OH. Por ello, se ha calculado la fórmula estructural de estos minerales en base a seis cationes, siguiendo los mecanismos de Ruberti et al. (2008).

Esta fase se encuentra formando agregados aciculares entre estroncianita, barita y galena. Esta asociación se encuentra, a su vez, entre ankerita-dolomita secundaria reemplazando la matriz alcalina en algunas traquitas nefelínicas que cortan granitos fenitizados en la parte este del complejo.

Los análisis muestran que presenta altos contenidos de Ce, La, Nd y Pr, siendo Ce predominante y alcanzando proporciones de hasta 1.69 apfu sobre 6, mientras que La, Nd y Pr están en concentraciones menores (hasta 0.95, 0.52 y 0.20 apfu respectivamente). La cantidad de Ca obtenida es aproximadamente 3 apfu. Además destaca en algunos cristales la entrada de hasta un 3.24% en peso de ThO_2 . El exceso de carga se ve compensado con la entrada de cantidades equivalentes, en la misma posición, de cationes de carga más baja de 3, como Sr o Fe. Cabe destacar la presencia de pequeñas cantidades de Y, por lo que no se descarta que pueda haber pequeñas cantidades de HREE, posiblemente cerca del límite de detección de la microsonda.

Estos carbonatos no contienen F (valores inferiores a 0.07 apfu) de modo que el resto de la posición está ocupada por OH^- . Por consiguiente, este mineral podría corresponder a una

hidroxilsinchisita-(Ce), si bien este mineral no ha sido caracterizado por el momento como especie. No obstante, ya se han descrito composiciones que podrían encajar en esta composición, aunque con dudas, entre los productos de alteración de un granito anorogénico (Uher et al., 2015). Por el momento, el pequeño tamaño de los granos y su escasa proporción no permiten obtener mejores análisis o mejor información estructural, por lo que no se puede aportar nada nuevo a este debate.

3.7.5.5 Grupo de la remondita

Estos minerales aparecen en diques de traquitas nefelínicas, en vetillas en asociación con calcita. La fórmula estructural del grupo de la remondita puede escribirse como $\text{Na}_3(\text{REE})_3(\text{CO}_3)_5$. No obstante, tanto las REE como el Na sufren una substitución balanceada por Ca y en menor medida Sr, de manera que estos cationes divalentes deben distribuirse entre las dos posiciones. En este mineral las proporciones de LREE son altas, pero no se detectan proporciones de HREE.

3.7.5.6 Fase X análoga de kukharenkoita-(Ce)

Esta fase con fórmula química similar a kukharenkoita-(Ce) $[\text{Ba}_4\text{Ce}_2(\text{CO}_3)_6\text{F}_2]$ se ha observado solo en una muestra de traquita nefelínica entre hidroxilsinchisita-(Ce), estroncianita y barita. Su fórmula estructural, como los demás carbonatos de REE estudiados, se ha calculado en base a cationes (en este caso, 3).

La proporción de Ba está en exceso en la fórmula, de manera que ocupa totalmente la posición de coordinación más elevada pero también posiblemente parte de la otra. También presenta una pequeña cantidad de Ca y Sr (0.18 y 0.74 apfu). El Ce es mayoritario respecto a las demás tierras raras, en una proporción de hasta 1.34 apfu. Con todo ello, la fórmula estructural parece encajar con la de la kukharenkoita-(Ce). Sin embargo, no contiene F en su estructura, característica asimismo observada en los otros carbonatos de REE estudiados en Monte Verde. Por lo tanto, podría corresponder a un análogo de la kukharenkoita-(Ce), aunque con OH^- , si bien este mineral no ha sido descrito hasta el momento en ningún otro ambiente en el mundo. De nuevo, la escasa cantidad en que se encuentra el mineral y su tamaño de grano muy fino no nos han permitido, por el momento, realizar la definición de este mineral como nueva especie.

3.7.6 SILICATOS DE REE – GRUPO DE LA BRITHOLITA

Los diques de traquita nefelínica que cortan la intrusión principal de Monte Verde pueden contener pequeñas cantidades de fosfatos de REE, principalmente britholita, que aparece juntamente con la albita que reemplaza a la matriz formada por nefelina y sanidina. Además, se ha observado britholita asociada con anfíboles alcalinos y fluorita.

La britholita es un mineral común en rocas subsaturadas alcalinas. Forma parte del supergrupo del apatito, con el que se considera isoestructural y forma series isomórficas (Hughes & Rakovan, 2015). Su fórmula general es $(\text{Ca},\text{REE})_{10}(\text{Si},\text{PO}_4)_6(\text{OH},\text{F})_2$, con la proporción de Si superior a la de P. La fórmula estructural se ha calculado en base 26 oxígenos, según Vilalva et al. (2013).

Britholita-(Ce)

La britholita de Monte Verde presenta una proporción de Si de hasta 5.07 apfu, mientras que la de P también es variable y elevada, comprendida entre 1.25 y 3.41 apfu. Además, el Ca predomina como catión enlazante respecto las tierras raras, en cantidades que alcanzan 3.57 apfu. La proporción de Ce_2O_3 alcanza valores de hasta 24.89% en peso, mientras que la La_2O_3 sólo el 14.88% en peso. El

resto de LREE queda muy por debajo; así, la proporción de Nd_2O_3 oscila entre 1 – 2% en peso, mientras que la proporción de Y y HREE es nula. Finalmente, destaca la baja proporción de F, entre 0.2 y 0.3 apfu, de modo que la mayoría de la posición está ocupada por OH^- .

3.7.7 FOSFATOS DE REE – GRUPO DE LA RABDOFANA

Este grupo de minerales aparece en las fenitas que se encuentran en la parte más externa del complejo, compuestas por feldespato, además de goethita y cuarzo secundario que han reemplazado el granito original. La rabdofana está asociada a cuarzo y forma cristales prismáticos o fibrosos agrupados en agregados de unas centenas de micras. Entre las distintas fibras analizadas se ha observado dos tipos de rabdofana, según el elemento de las tierras raras mayoritario.

Presentan una fórmula general $(\text{REE}, \text{Ca}, \text{Th})(\text{PO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$, por lo que su fórmula estructural se ha calculado en base a 4 oxígenos (Bowles & Morgan, 1984). En todo caso, estos minerales están enriquecidos en LREE.

Rabdofana-(Ce)

La rabdofana-(Ce) presenta una proporción de Ce_2O_3 entre un 23.91 y 34.34% en peso (0.36 – 0.62 apfu). De forma secundaria contiene una proporción significativa de La_2O_3 y Nd_2O_3 , de hasta 21.84 y 11.00% en peso respectivamente (0.34 y 0.17 apfu). Además se ha registrado una pequeña cantidad de CaO, de aproximadamente un 4% en peso. Esta fase presenta una proporción de ThO_2 minoritaria, de aproximadamente un 1% en peso. Su contenido en Y_2O_3 y HREE es nulo.

Rabdofana-(La)

Se ha identificado rabdofana-(La) entre el mineral anterior, puesto que en ella se presenta La_2O_3 como REE predominante, con una proporción de hasta el 31.48% en peso (0.50 apfu). El contenido en Nd_2O_3 es asimismo más elevado que en la rabdofana-(Ce), de modo que alcanza valores de 14.89% en peso (0.23 apfu). En cambio, las proporciones de Ce_2O_3 y de CaO son inferiores al 21.60 y 5.02% en peso respectivamente (0.35 y 0.19 apfu). Tanto la cantidad en ThO_2 como de Y_2O_3 y de HREE son cercanas al 0%.

3.8. DISCUSIÓN: SECUENCIA DE EMPLAZAMIENTO DEL COMPLEJO DE MONTE VERDE

En el complejo de Monte Verde, en asociación con las carbonatitas, hemos descrito una serie de intrusivos con composiciones esencialmente nefelínicas, que se caracterizan por tener rocas silicatadas de la serie ijolítica (Le Bas, 1985), caracterizados por secuencias con jacupirangita-melteigita – ijolita – urtita, si bien no todas estas rocas afloran en Monte Verde. Una asociación similar se da en el complejo de Tchivira, también en la estructura de Lucapa en Angola (Bambi, 2015). Esta asociación de carbonatitas con rocas sódicas en Angola marca una notable diferencia con la asociación ultrapotásica (kamafugítica, que tiende a producir dunitas – clinopiroxenitas – bebedouritas – sienitas) de la mayor parte de las carbonatitas de la Provincia Alcalina de Alto Paranaíba, oeste de Minas Gerais y sur de Goiás (Leonardos et al., 1991, Almeida e Svisero, 1991, Gibson et al., 1995a,b; Carlson et al., 1996, 2007; Brod, 1999; Brod et al., 2000, 2001, 2004, 2005; Comin-Chiaramonti & Gomes, 2005; Junqueira-Brod et al., 2000; 2002; 2004, 2005a,b; Grasso, 2011; Barbosa, 2009, Barbosa et al., 2012).

La secuencia de emplazamiento de Monte Verde, con los datos existentes, es más difícil de establecer que en el caso de Bonga. Por una parte, no se observan a nivel de campo relaciones de emplazamiento entre las rocas alcalinas y las carbonatitas. De hecho, las brechas de matriz carbonatítica contienen fragmentos exclusivamente de fenitas. En cambio, las brechas de matriz alcalina contienen abundantes fragmentos de carbonatitas, por lo que podemos deducir que algunos cuerpos mayores de carbonatitas deben existir en profundidad. Por otra parte, los diques de rocas alcalinas cortan a las brechas de carbonatitas. Por consiguiente, parece obvio que el complejo tiene un origen polifásico, con diversos estadios de magmatismo alcalino y carbonatítico.

Los episodios alcalinos no parecen ser equivalentes. Las rocas alcalinas plutónicas son relativamente poco evolucionadas y de tendencia miaskítica, no conteniendo mineralizaciones agpaíticas. En cambio, los diques alcalinos tardíos son claramente agpaíticos, y de composición menos subsaturada. La presencia numerosa de estos diques agpaíticos sugiere que puede haber cámaras más importantes de sus rocas plutónicas equivalentes en profundidad. Las intrusiones carbonatíticas se habrían producido en un estadio intermedio entre ambos eventos alcalinos.

Este esquema de magmatismo, a grandes rasgos, parece ser el mismo que se da, por lo menos, en otro macizo de Angola, en Tchivira, donde se han reconocido cuerpos plutónicos de composición a grandes rasgos similar a la del primer estadio alcalino de Monte Verde; este conjunto de intrusivos queda cortado por intrusiones carbonatíticas en las que se dan asimismo cuerpos de brechas de matriz carbonatítica, y el conjunto queda cortado eventualmente por diques alcalinos (Bambi, 2015). También en el macizo de Bonga las carbonatitas del plug central quedan cortadas por diques de composición traquítica en el propio centro del macizo, si bien en este caso no se reconocen afloramientos de cuerpos plutónicos (Bambi, 2015).

Esta secuencia de intrusiones sugiere que el magmatismo alcalino y el carbonatítico son, a grandes rasgos, contemporáneos en el conjunto de los macizos de Angola, lo cual no presupone en modo alguno un origen a partir de un mismo magma común.

3.9. DISCUSIÓN: POTENCIAL METALOGENÉTICO DE LAS ROCAS ALCALINAS DE MONTE VERDE

Las rocas alcalinas subsaturadas se encuentran en una amplia diversidad de contextos geológicos (Sørensen, 1974), incluyendo islas oceánicas (de Ignacio et al., 2008); no obstante, es en las rocas ígneas subsaturadas relacionadas con rift continental (p.ej., Kampunzu y Mohr, 1991) donde se espera mayor potencial metalogenético. Este es, evidentemente, el caso de Monte Verde, por lo que a priori podrían esperarse concentraciones de elementos raros.

En general, los complejos intrusivos de afinidad alcalina acostumbra a estar compuestos de rocas ultrabásicas y ultramáficas, incluyendo rocas lamproíticas, pero sobre todo por rocas alcalinas subsaturadas; no son raras rocas alcalinas saturadas e incluso carbonatitas. En este sentido, el caso de Monte Verde parece bastante simple, pues no se han reconocido por el momento rocas ultramáficas y las carbonatitas son bastante residuales.

Por lo general, las rocas encajantes de los macizos alcalinos se ven afectadas por intensos procesos de fenitización. En el caso de Monte Verde, los procesos de fenitización del encajante granítico se encuentran muy bien desarrollados, lo que presupone la interacción con fluidos alcalinos a alta temperatura exsolutos de los magmas alcalinos intrusivos.

Algunos macizos alcalinos subsaturados pueden tener complejas asociaciones de silicatos complejos con Zr-Ti-Na-Ca, estas rocas se denominan agpaíticas, mientras que en otros macizos, denominados miaskíticos, en vez de zirconosilicatos en la función de minerales accesorios se encuentran zircón, titanita e ilmenita (Le Maitre, 2003). Las asociaciones minerales de estos macizos son extremadamente complejas desde el punto de vista mineralógico, puesto que comprenden más de 450 especies minerales descubiertas hasta el momento (Dudkin, 1997), muchísimas de las cuales son exclusivas de uno o varios de estos depósitos. Siguiendo este esquema dicotómico, las rocas alcalinas subsaturadas del complejo de Monte Verde pueden clasificarse, en primera instancia, como agpaíticas.

Finalmente, en los macizos alcalinos a menudo aparece un cortejo de diques de composiciones análogas a las de las rocas plutónicas del intrusivo principal, como por ejemplo acontece en el complejo cercano de Tchivira en Angola (Bambi, 2015) y en el propio complejo de Monte Verde.

Los elementos raros de estos complejos tienden a concentrarse en las rocas subsaturadas más peralcalinas y agpaíticas (Sørensen, 1992), mientras que las rocas plutónicas ultrabásicas y básicas no acostumbran a presentar mineralización económicamente interesante pese a tener minerales potencialmente portadores para Nb y REE (como perovskita) o para REE (como apatito o titanita; Arzamastsev et al., 2002). Hasta el momento, se han descrito en todo el mundo una veintena de macizos agpaíticos conteniendo mineralizaciones de elementos raros (Dudkin, 1997), algunos de los cuales tienen interés económico. Los yacimientos en explotación más importantes del mundo en rocas alcalinas subsaturadas se encuentran en los macizos alcalinos de Kibiny (Arzamastsev et al., 2008, 2013) y Lovozero, ambos en la Península de Kola en Rusia (Vlasov et al., 1966; Kogarko et al., 1995; Petrov, 2004), y en el complejo de Illimaussaq en Groenlandia (Sørensen, 1970; Kogarko et al., 1995; Sørensen, 2001; Sørensen y Larsen, 2001; Sørensen et al., 2006). En estos cuerpos se han reconocido mineralizaciones de fosfatos ígneos (apatito) y de minerales de elementos raros (principalmente, REE, Nb y U). Por tanto, el descubrimiento de asociaciones agpaíticas en Angola abre un interesante campo de exploración para elementos raros en este país. No obstante, no se puede olvidar el papel que pueden suponer estas rocas como fuente de otros minerales industriales, como arcillas formadas por alteración de estas rocas. Asimismo, estas rocas pueden emplearse como material de construcción, ornamental, e

incluso como abono, al contener minerales alcalinos fácilmente meteorizables y que, por consiguiente, pueden ayudar a regular la cantidad de álcalis en los suelos.

Una manera sencilla de evaluar de manera empírica el potencial metalogenético de un complejo es el estudio del grado de agpaicidad y alcalinidad de las asociaciones minerales del complejo (Mitchell, 1996; Dudkin, 1997), siendo en las asociaciones más peralcalinas y más agpaíticas en donde tienden a concentrarse los elementos raros para dar mineralizaciones económicamente interesantes (Kogarko, 1990; Sørensen, 1992). En primera instancia, para que las rocas se vean claramente agpaíticas deben contener minerales accesorios ricos en álcalis, como piroxenos alcalinos y anfíboles alcalinos, en oposición a las miaskíticas, en las que estos minerales se encuentran ausentes. Este es el caso de Monte Verde, si bien los clinopiroxenos analizados hasta ahora son del tipo sódico-cálcico (augita egirina), en vez de egirina que es más agpaítica. No obstante, además de los minerales formadores de rocas clásicos, en los complejos alcalinos más evolucionados son comunes cientos de especies minerales agpaíticas, de composiciones muy variadas y complejas, y en su mayoría exclusivas de estos medios (Komiakov, 1995).

Este mismo autor remarcó que la presencia de estos minerales accesorios (que, en algunos casos, llegan a ser incluso minerales esenciales) pueden ser indicadores del grado de evolución de la roca, puesto que por su composición intrínseca para su formación en la roca se requiere unas composiciones precisas en el magma. De este modo, la propia composición del mineral accesorio sería el reflejo de la composición del magma. Por consiguiente, Komiakov (1995) estableció un parámetro (módulo de alcalinidad, K_{alc}) que se basa en la propia fórmula estructural ideal teórica del mineral, definiendo el K_{alc} de un mineral determinado como porcentaje del número de átomos por fórmula de álcalis respecto al del total de cationes.

Así, tomando la fórmula general $A_xM_ySi_pO_z$, donde x es el número de átomos por fórmula unitaria del elemento alcalino A , mientras que y y p son los átomos por unidad de fórmula de los elementos M y Si , el K_{alc} de este mineral se obtiene a partir de la fórmula $K_{alc} = (x/(x+y+p)) * 100$. A partir de estos valores para el conjunto de minerales, Komiakov (1995) define una serie de intervalos, en los que se espera que cocrystalicen los minerales que tengan similares coeficientes de alcalinidad y que, por lo tanto, se formen en medios de alcalinidad afín. Estos intervalos son los siguientes:

- a) Rocas hiperagpaíticas, en las que hay minerales con $K_{alc} > 40$;
- b) Rocas altamente agpaíticas, con minerales de K_{alc} entre 35-40
- c) Rocas medio agpaíticas, con minerales con K_{alc} entre 25-35
- d) Rocas poco agpaíticas, con minerales con K_{alc} entre 15-25
- e) Rocas miaskíticas, con minerales con K_{alc} inferior a 15.

Por tanto, cuando se descubren estos minerales tipomórficos, pueden dar una idea rápida sobre el grado de agpaicidad de una roca dada y, por lo tanto, sobre su potencial para contener mineralizaciones de elementos raros. En la tabla 3.9.1 se encuentran los principales minerales usados por Komiakov para definir estos campos, pero se han añadido algunos de los que se encuentran en Bonga. Nótese que algunos minerales se encuentran en varios campos; de hecho, como ya notaba Edgar (1974), algunos de estos minerales, pese a ser peralcalinos, no serían típicos de medios agpaíticos. Tal es el caso de la sodalita, que puede aparecer en rocas no agpaíticas.

En la misma tabla puede verse la distribución de los minerales agpaíticos y primarios con elementos raros. Como puede verse, los hay tanto en las rocas plutónicas como en sus equivalentes volcánicos, si bien es en éstos donde se acumulan preferentemente los minerales ricos en Zr, Nb, Ti y REE (véase tabla 3.9.1). Como puede verse en la tabla, la mayor parte de los minerales de Monte Verde se considera que son característicos del campo de las rocas con poca agpaicidad (se ha añadido algunos de los minerales de Monte Verde previo cálculo de su K_{alc}). Por consiguiente, las rocas del macizo de Monte Verde no parecen tener mucho interés metalogenético.

Tabla 3.9.1. Minerales tipomórficos en rocas alcalinas subsaturadas, con su composición química y módulo de agpaicidad Kale correspondiente, distribuidos según los intervalos de agpaicidad de las rocas (modificado a partir de Mitchell, 1996). En rojo y negrita, los minerales agpaíticos determinados en Monte Verde. Se indica las rocas en que estos minerales se encuentran como accesorios: mg, melteigita, ij, ijolitas, plu, plutónicas (general), dtn, diques de traquita nefelínica, bf, brechas fonolíticas.

		Metales raros y accesorios		K _{alc}	Félsicos y formadores de rocas		K _{alc}	
hiperagpáticos K _{alc} >40%		olympita	Na ₅ Li(PO ₄) ₂	75	villiaumita	NaF	100	
		phosinaita	Na ₁₃ Ca ₂ (Ce,La,Th,Nd,Pr)(Si ₄ O ₁₂)(PO ₄) ₄	53	analcima	Na ₂ (Al ₂ Si ₄ O ₁₂) · 2H ₂ O	25	
		vuonnemita	Na ₁₁ Ti ⁴⁺ Nb ₂ (Si ₂ O ₇) ₂ (PO ₄) ₂ O ₃ (F,OH)	55	egirina	NaAlSi ₂ O ₆	25	
		vitusita-(Ce)	Na ₃ (Ce,La,Nd)(PO ₄) ₂	50				
		lomonosovita	Na ₅ Ti ₂ (Si ₂ O ₇)(PO ₄)O ₂	50	sodalita	Na ₈ (Al ₆ Si ₆ O ₂₄)Cl ₂	40	
		zirsinalita	Na ₆ (Ca,Mn ²⁺ ,Fe ²⁺)Zr(Si ₆ O ₁₈)	43	Li-arfvedsonita	[Na][Na ₂][Li,Fe ₃ ²⁺ Fe ₂ ³⁺]Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	24	
		chkalovita	Na ₂ BeSi ₂ O ₆	40				
		kazakovita	Na ₆ Mn ₂ +Ti(Si ₆ O ₁₈)	40	riebeckita	[Na ₂][Fe ₃ ²⁺ Fe ₂ ³⁺]Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	13	
		epistolita	Na ₂ (Nb,Ti) ₂ (Si ₂ O ₇)O ₂ · nH ₂ O	33	natrita	Na ₂ CO ₃	100	
		murmanita	Na ₂ (Ti,Nb,Mn) ₂ (Si ₂ O ₇)O ₂ · 2H ₂ O	33				
		rasvumita	KFe ₂ S ₃	33	ussingita	Na ₂ AlSi ₃ O ₈ OH	33	
altamente agpáticos 35<K _{alc} <40%	dtn	baritolamprofilita	(Ba,Na) ₂ (Na,Ti,Fe ³⁺) ₄ Ti ₂ (Si ₂ O ₇) ₂ O(OH,F)	33	villiaumita	NaF	100	
		parakeldyshita	Na ₂ ZrSi ₂ O ₇	40	egirina	NaAlSi ₂ O ₆	25	
		keldishita	(Na,H) ₂ ZrSi ₂ O ₇	40	enigmatita	Na ₂ Fe ₅ ²⁺ Ti(Si ₆ O ₁₈)O ₂	14	
		eudialita	Na ₁₅ Ca ₆ (Fe ²⁺ ,Mn ²⁺) ₃ Zr ₃ [Si ₂₅ O ₇₃](O,OH,H ₂ O) ₃ (OH,Cl) ₂	29	sodalita	Na ₈ (Al ₆ Si ₆ O ₂₄)Cl ₂	40	
		lamprofilita	(Sr,K,Ba) ₂ (Na,Ti,Mn ²⁺ ,Fe ³⁺) ₄ Ti ₂ (Si ₂ O ₇) ₂ O(O,OH,F)	33	nefelina	(Na,K)AlSiO ₄	33	
		leifita	(Na,H ₂ O)Na ₆ [Be ₂ Al ₂ (Al,Si)Si ₁₅ O ₃₉]F ₂	26	analcima	Na ₂ (Al ₂ Si ₄ O ₁₂) · 2H ₂ O	25	
		loparita	(Na,Ce,Ca,Sr,Th)(Ti,Nb,Fe)O₃	50	cancrinita	(Na,Ca,□) ₈ (Al ₆ Si ₆ O ₂₄)(CO ₃) ₂ ·2H ₂ O	36	
		lorenzenita	Na ₂ Ti ₂ (Si ₂ O ₆)O ₃	33	feldespato-K	KAlSi ₃ O ₈	20	
		seidozerita	Na ₈ Mn ₂ ²⁺ Zr ₃ Ti ₃ (Si ₂ O ₇) ₄ O ₄ F ₄	33				
		astrofilita	(K,Na) ₃ (Fe,Mn) ₇ Ti ₂ Si ₈ O ₂₄ (O,OH) ₇	15	Li-arfvedsonita	[Na][Na ₂][Li,Fe ₃ ²⁺ Fe ₂ ³⁺]Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	24	
		agpáticos intermedios 25<K _{alc} <35%		gaidonnayita	Na ₂ Zr(Si ₃ O ₉) · 2H ₂ O	33	arfvedsonita	[Na][Na ₂][Fe ₄ ²⁺ Fe ³⁺]Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
	hilaírita		Na ₂ Zr[SiO ₃] ₃ · 3H ₂ O	33	egirina	NaAlSi ₂ O ₆	25	
	epididimita		Na ₂ Be ₂ Si ₆ O ₁₅ · H ₂ O	20	biotita	KMg ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂	13	
	apatito		Ca ₂ Ca ₃ (PO ₄) ₃ F	0	nefelina	(Na,K)AlSiO ₄	33	
	titanita		CaTi(SiO ₄)O	0	noscana	Na ₈ (Al ₆ Si ₆ O ₂₄)(SO ₄) · H ₂ O	38	
	eudialita		Na ₁₅ Ca ₆ (Fe ²⁺ ,Mn ²⁺) ₃ Zr ₃ [Si ₂₅ O ₇₃](O,OH,H ₂ O) ₃ (OH,Cl) ₂	29	feldespato-K	KAlSi ₃ O ₈	20	
poco agpáticos 15<K _{alc} <25%	dtn	eudialita	Na₁₅Ca₆(Fe²⁺,Mn²⁺)₃Zr₃[Si₂₅O₇₃](O,OH,H₂O)₃(OH,Cl)₂	29	bf	katoforita	(Na)(CaNa)(MgAl)(AlSi₇)O₂₂(OH)₂	10
	mg, ij	lavenita	(Na,Ca)₂(Mn²⁺,Fe²⁺)(Zr,Ti)(Si₂O₇)(O,OH,F)₂	17	todas	augita	(Ca,Na)(Mg,Fe²⁺,Al,Ti)[(Si,Al)₂O₆]	14
		britholita	Ca₂(Ce,Ca₈)(SiO₄,PO₄)₃(OH,F)	25	bf, plu	biotita	KMg₃(AlSi₃O₁₀)(OH)₂	13
		leucofanita	NaCaBeSi ₂ O ₆ F	20	bf, dtn	cancrinita	(Na,Ca,□)₈(Al₆Si₆O₂₄)(CO₃)₂·2H₂O	36
	dtn	wöhlerita	NaCa₂(Zr,Nb)(Si₂O₇)(O,OH)₂	20	todas	nefelina	(Na,K)AlSiO₄	33
	dtn	rosenbuschita	Na₆Ca₆Zr₃Ti(Si₂O₇)₄O₄(OH)₆	25	bf, dtn	sodalita	Na₈(Al₆Si₆O₂₄)Cl₂	40
	dtn	rinkita	(Ca₃Ce)Na(NaCa)Ti(Si₂O₇)₂OH(OH)₂	10	todas	feldespato-K	KAlSi₃O₈	20
	dtn	mosandrita	Ca₃REE(H₂O)₂Ca₈□₅Ti(Si₂O₇)₂(OH)₂(H₂O)₂	0	todas	Albita	NaAlSi₃O₈	20
	todas	hidroxilapatito	Ca₂Ca₃(PO₄)₃OH	0				
	todas	titanita	CaTi(SiO₄)O	0				
	bf	pirocloro	(Na,REE,Ca)Nb₂(O,OH)₃F	0				
	bf	zircon	ZrSiO₄	0				
miaskíticos K _{alc} <15%		allanita	{CaCe}{Al ₂ Fe ²⁺ }(Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)	0	hastingsita	(Na)(Ca ₂)(Fe ₄ ²⁺ Fe ³⁺)(Al ₂ Si ₆ O ₂₂)(OH) ₂	6	
		aeschynita	(Ce,Ca,Fe,Th)(Ti,Nb) ₂ (O,OH) ₆	0	augita	(Ca,Na)(Mg,Fe ²⁺ ,Al,Ti)[(Si,Al) ₂ O ₆]	14	
		corindón	Al ₂ O ₃	0	biotita	KMg ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂	13	
		schorlomita	Ca ₃ (Ti,Fe ³⁺) ₂ (Si,Fe ³⁺)O ₄	0	nefelina	(Na,K)AlSiO ₄	33	
		ilmenita	Fe ²⁺ TiO ₃	0	Feldespato-K	KAlSi ₃ O ₈	20	
		fluorita	CaF ₂	0	Albita	NaAlSi ₃ O ₈	20	
		calcita	CaCO ₃	0	Cancrinita	(Na,Ca,□) ₈ (Al ₆ Si ₆ O ₂₄)(CO ₃) ₂ ·2H ₂ O	36	

Como puede verse en la tabla, en el macizo de Monte Verde la inmensa mayoría de minerales representan asociaciones de baja agpaicidad, con la excepción importante de la loparita-(Ce), que es de típica de medios de alta agpaicidad. Este aparente contrasentido se debe a la confusión que se produce en esta tabla como resultado de que se usen fórmulas estructurales teóricas de términos extremos de las series minerales. De hecho, la loparita de Monte Verde, pese a tener Ce dominante, es relativamente

pobre en Na, por lo que su K_{alc} real es mucho más bajo que en la fórmula teórica. Como se explicó anteriormente, los cristales de los minerales del grupo de la perovskita de este macizo están fuertemente zonados, de manera que los núcleos de los cristales son ricos en calcio y sus análisis se proyectan en su mayoría en el campo de la perovskita, el componente lueshítico es nulo o muy bajo y, por tanto, no pueden ser peralcalinos; en cambio, las zonas de borde de los cristales tienden a ser loparíticas. De hecho, como consecuencia de la baja proporción de Na la proporción de Nb (componente lueshítico) tampoco es elevada en los minerales del grupo de la perovskita de Monte Verde y sólo incrementa hacia el borde de los cristales. En realidad, solamente cuando este componente sea alto (la lueshita es el NaNbO_3) se puede dar un incremento en el grado de agpaicidad.

Por consiguiente, si se calcula el módulo de agpaicidad usando las fórmulas estructurales reales de los cristales de Monte Verde, obtenidas mediante microsonda electrónica, los valores individuales de cada análisis dan módulos K_{alc} que en las zonas centrales de los cristales son muy bajos, desde 0 a 5%, mientras que en las zonas de borde de los cristales quedan dentro del intervalo 9-20%, por tanto comprendidos dentro del intervalo de baja agpaicidad.

Tabla 3.9.2. Comparación entre la nomenclatura utilizada por Khomyakov (1995) y la propuesta por Marks & Markl (2017).

<i>Khomyakov (1995)</i>		<i>Marks y Markl (2017)</i>	
Grupo	Mineral diagnostico	Grupo modificado	Mineral diagnóstico (excluyendo minerales postmagmáticos y secundarios)
Miaskítico	Allanita, zircón, ilmenita, hastingsita	Miaskítico	Zircón/baddeleyita, perovskita/titanita
Agpaítico bajo	Eudialita, lãvenita, titanita, zircón, apatito, katoforita	Agpaítico transicional	Minerales típicos para rocas miaskíticas y agpaíticas
Agpaítico medio	Apatito, titanita, noseana, arfvedsonita, etc.	Miaskítico	Zircón/baddeleyita, perovskita/titanita
Altamente agpaítico	Eudialita, lamprofilita, enigmatita, astrofilita, Li-arfvedsonita, nefelina, analcima, sodalita, villiaumita, etc	Agpaítico	Minerales del grupo de la eudialita, rinkita, wöhlerita y enigmatita, astrofilita, dalyita, elpidita, hilairita, lamprofilita, lorenzenita, lovozerita, parakeldyshita, vlassovita, wadeita
Hiper-agpaíticos	Zirsinalita, vuonnemita, vitusita, steenstrupina, chkalovita, Li-arfvedsonita, ussingita, natrosilita, villiaumita, etc.	Hiper-agpaíticos	Steenstrupina-(Ce)/voronkovita, naujakasita, lovozerita/zirsinalita, lomonosovita, natrofosfato, vitusita, natrosilita, ussingita, etc

De todos modos, los intervalos propuestos por Khomyakov (1995) han sido revisados muy recientemente por Marks y Markl (2017), quienes establecen menos grupos de rocas en función de sus minerales (tabla 3.9.2). Estos autores destacan que debe diferenciarse el momento en que se produce la cristalización de los minerales, puesto que no tiene el mismo significado la presencia de minerales magmáticos que los producidos en condiciones subsólidas. El problema de esta nueva clasificación es que, de acuerdo con la misma, las rocas de Monte Verde serían agpaíticas, debido a la presencia en ellas de rinkita, mosandrita, eudialita, etc. No obstante, no creemos que estas rocas puedan ser clasificadas al mismo nivel que las rocas agpaíticas de Kola, puesto que estos minerales son más escasos en Monte Verde que en los clásicos complejos alcalinos agpaíticos clásicos. Además, ya hemos visto en Monte Verde que muchos de estos minerales se han formado en parte en condiciones subsólidas; de hecho, ya hemos detectado también que la misma situación se produce en numerosos complejos alcalinos de todo el mundo. Por lo tanto, la clasificación mineralógica que establecen estos autores no parece ser muy válida, y creemos que debe pensarse otra clasificación que tenga en cuenta de manera más eficaz todos estos parámetros.

Por otra parte, Marks y Markl (2017) señalan que en las rocas agpaíticas cabe diferenciar, basándose en la proporción de álcalis y alcalinotérreos en los minerales accesorios, entre asociaciones del tipo cálcico-sódico (es decir, con minerales de los grupos de la wöhlerita y rinkita), tipo sódico-cálcico (o

sea, con minerales de los grupos de la eudialita \pm wöhlerita y rinkita), tipo sódico (con catapleiita \pm elpidita), tipo sódico-potásico (con minerales del grupo de la eudialita y dalyita), y potásico (con dalyita y wadeíta). Por consiguiente, teniendo en cuenta las asociaciones minerales de zirconosilicatos que aparecen en Monte Verde, las rocas agpaíticas de este complejo podrían clasificarse como sódico-cálcicas.

Finalmente, cabe tener en cuenta que en el complejo de Monte Verde no existe entre los silicatos con Zr-Ti-Nb un predominio de alguno de estos minerales sobre el resto, de manera que la eudialita (rica en Zr) puede ser sólo moderadamente común en algunas rocas evolucionadas de Monte Verde, mientras que la wöhlerita (rica en Nb) se encuentra como un producto de reemplazamiento tardío y la rinkita en otras rocas, lo que indica que el grado evolutivo no es muy acusado y el potencial de mineralización de HFSE no es tan importante.

Potencial en loparita

Por lo que se conoce actualmente, los recursos de REE (además de Nb y Zr) más interesantes en rocas alcalinas se encuentran en el complejo de Lovozero. En este complejo ya se explota loparita-(Ce) desde hace años, a fin de beneficiar Nb y REE (Kogarko et al., 2002). Como acontece en Monte Verde, su composición es amplia, si bien en los macizos de Kola acostumbra a tener composiciones muy diferentes de una a otra roca, desde términos más perovskíticos a lueshíticos o incluso muy ricos en Th (Mitchell y Chakmouradian, 1996; 1998, 1999).

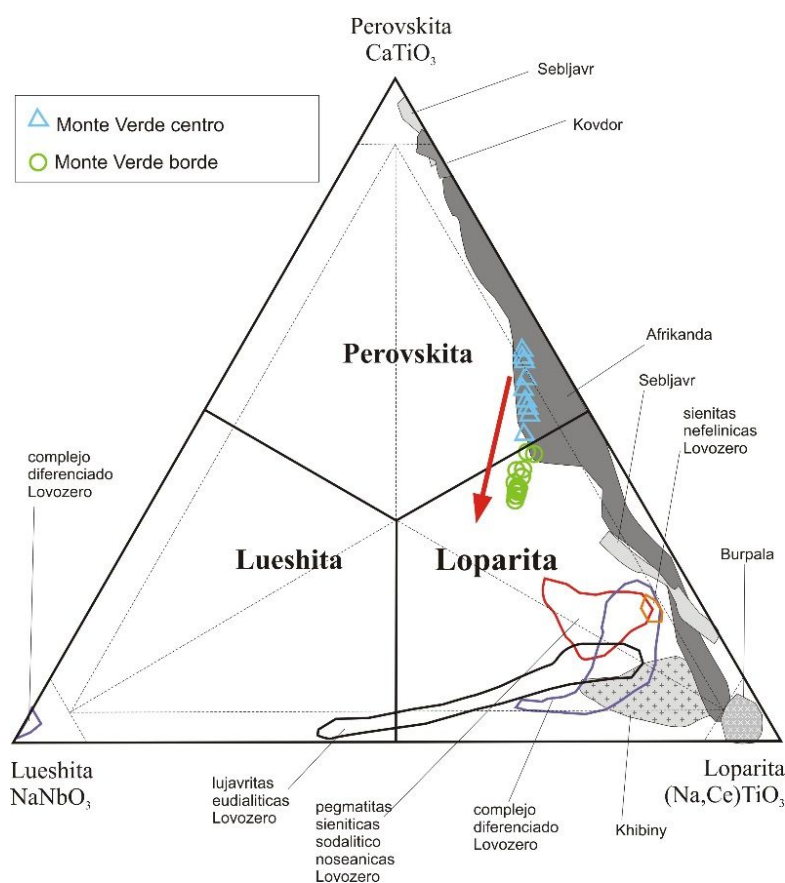


Figura 3.9.1: Diagramas ternarios con la variación composicional de la loparita de Monte Verde en relación con la de otros macizos alcalinos (datos de Mitchell y Chakmouradian, 1996). La flecha roja indica la tendencia de evolución de la loparita de Monte Verde.

A efectos comparativos de lo que significan las menas de esta mineralización para compararlas con las de Monte Verde, los recursos de loparita estimados en Lovozero se calculan en 1000 Mt de mena con 0.8-1.5% REE_2O_3 (Belolipetskii y Voloshin, 1996); actualmente la producción es de 6000 t de concentrado de loparita, conteniendo 30-35% REE_2O_3 , 8-12 % Nb_2O_5 y 0,6-0,8% Ta_2O_5 ; la planta de Solikamsk Magnesium convierte esta loparita a 1500-2500 toneladas de REE_2O_3 . La loparita contiene casi exclusivamente tierras raras ligeras, 28% en peso de La, 57,5% en peso de Ce, 3.8% en peso de Pr, 8.8% en peso de Nd (Zaitsev y Kogarko, 2012). Se espera incrementar la producción en breve en unas 2000 t anuales, a partir de mejoras en el rendimiento, renovando el tratamiento de los residuos egirínicos (unas 50.000 t anuales), en que queda parte de la loparita.

En cambio, la proporción modal de loparita-(Ce) en las rocas de Monte Verde es escasa y su composición no es rica en elementos críticos, y muy en particular, en elementos de las tierras raras pesadas, especialmente cuando se compara con la loparita-(Ce) de otros macizos del mundo (figura 3.9.1).

Como puede verse en el gráfico de la figura 3.9.1, la loparita de Monte Verde es pobre en Ce y en Nb; si se tiene en cuenta su escasa proporción en la roca y que se trata de diques, se hace difícil pensar en que su explotación puede ser viable en estas rocas. Queda el interrogante de si estos diques no pueden ser manifestaciones de una roca afín en profundidad, y que puedan contener un nivel equivalente de loparita.

Potencial en eudialita

La eudialita es otro mineral accesorio muy común en muchos tipos de rocas alcalinas evolucionadas. Este mineral es fácilmente reconocible en el campo, puesto que forma agregados generalmente de grano grueso, de brillo vítreo e intenso color rojo-rosado muy característico, llegando a constituir cumulos de grandes cristales que constituyen bandas de varias decenas de metros de potencia y cuya continuidad lateral es de orden kilométrico. No obstante, a veces la coloración es diferente, de manera que en el macizo de Norra Karr (Suecia) se han reconocido diferentes variedades (Sjöqvist et al., 2013): 1) la variedad típica rosada clásica, rica en Fe pero pobre en REE, 2) una variedad con Fe-Mn rica en HREE, en pegmatitas, de color pardo anaranjado pálido a oscuro a amarillento o rojo y 3) una variedad rica en Mn y LREE. Las reservas minerales indicadas en la planta planificada para Norra Kärr se han calculado en 31.1 Mt con 0.61% TREO, y se espera que con el adecuado tratamiento de la mena por ácido sulfúrico se pueda destruir la estructura de eudialita y liberar las REE, de modo que la mina pueda proveer las necesidades de REE durante decenios (Short et al., 2015).

Durante muchos años el beneficio de menas eudialíticas para la extracción de REE no se realizó, sobre todo a causa de la dificultad de extraer estos elementos de una estructura con fuertes enlaces, como la de este silicato, y la falta de mercado. Así, desde los años 1990 se había planteado también en el macizo de Lovozero la posible explotación de las lujavritas enriquecidas en este mineral, puesto que en ellas la proporción modal de la eudialita supera a menudo el 50% y su composición química lo podría llevar a ser mena de Nb, Y y REE. Además, algunas de las eudialitas de Lovozero están fuertemente enriquecidas en HREE, de mayor valor añadido. Por ello, se preveía la ampliación de la producción de REE en Lovozero para producir un concentrado con 72% en peso de eudialita enriquecida en HREE: Y (22%), Yb (2.3%), Er (2.4) Dy (4.4%), Gd (4%), 1.4% Eu (Zaitsev y Kogarko, 2012).

Problemas de tipo mineralúrgico han surgido en otros macizos con mineralizaciones análogas, como en los de Thor Lake en los Northwest Territories, Canada (Pinckston y Smith, 1995). Actualmente se valora el uso de la eudialita del complejo de Norra Karr en Suecia (Schilling et al., 2011). En este complejo predomina un tipo de roca, la grennaita, constituida por feldespato alcalino-egirina-nefelina-zeolita-eudialita-catapleiita, donde la eudialita es abundante (4-8% modal); además, la eudialita es rica en REE y, en algunas unidades, en HREE (Saxon et al., 2015). Se prefiere el beneficio de menas

eudialíticas cuando éstas se encuentran reemplazadas durante algún estadio avanzado de alteración subsólidas.

La eudialita no es común en el complejo alcalino de Monte Verde, y sólo se ha encontrado por el momento en pequeñas cantidades como mineral accesorio en diques, lo que resta interés económico a este hallazgo, si bien cabe tener en cuenta que los equivalentes plutónicos de esta roca no parecen haberse encontrado todavía. Por el momento, en el macizo de Monte Verde no se han identificado masas de eudialita como las de Kola; de hecho, el mineral es de grano tan fino que ha sido reconocido solamente mediante el uso de microscopía electrónica. El mineral se encuentra íntimamente intercrecido con los otros silicatos de la roca, por lo que la separación mecánica del resto de minerales sería complicada. Todo ello no favorece de ninguna manera la explotación de estos recursos.

Pese a que inicialmente se había considerado que la eudialita era un mineral de cristalización magmática (Kogarko et al., 1982), en los últimos años se ha ido matizando esta hipótesis, y hoy se piensa que la eudialita puede formarse a lo largo de buena parte de la secuencia de cristalización, incluyendo los estadios hidrotermales tardíos, si bien por el momento no se tiene datos de inclusiones fluidas. Además, se ha comprobado que el contenido de Mn y REE (o sea, en el componente extremo kentbrooksita, Johnsen et al., 1998) se incrementa en las eudialitas formadas en contexto hidrotermal (Schilling et al., 2011). Así, la eudialita formada en condiciones plutónicas es pobre en REE, mientras que la eudialita hidrotermal tardía alcanza hasta 9,78% en peso de REE_2O_3 en Saint Hilaire en Quebec (Johnsen y Gault, 1997) o 8.39 % en la isla de Ascensión (Harris et al., 1982).

Como se recordará, en Monte Verde hemos mencionado que existen dos generaciones de eudialita (intersticial entre los feldespatos y en vetillas), y ambas presentan composiciones parecidas. En el estudio de la química mineral se ha observado principalmente la relación entre Mn y Fe, ya que es un indicador de posibles cambios en la dinámica del sistema magmático (se puede desarrollar en condiciones magmáticas iniciales, magmáticas tardías o post-magmáticas) y su interacción con los sistemas hidrotermales. Esta proporción también depende de la composición de los minerales que co-cristalizan con la eudialita.

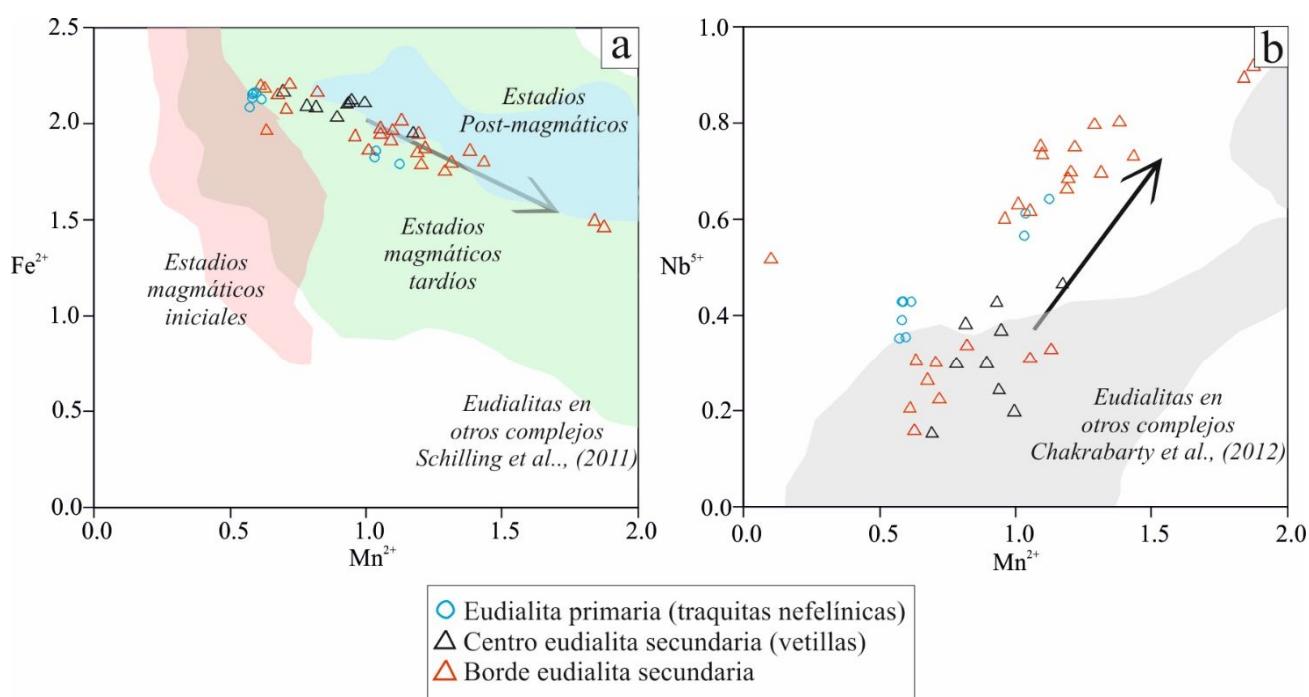


Figura 3.9.2: Variación composicional de la eudialita de Monte Verde. A) Diagrama Mn^{2+} vs. Fe^{2+} (en a.p.f.u) y comparación con los campos establecidos por Schilling et al. (2011) para eudialita de otros complejos alcalinos (Illímaussaq, Groenlandia; Tamazeght, Marruecos; Mount Saint-Hilaire, Canadá). B) Diagrama Mn vs. Nb (en a.p.f.u) y comparación con los valores para los mismos complejos alcalinos (Chakrabarty et al., 2012). Las flechas indican la tendencia de evolución de la eudialita de Monte Verde.

Como se ha observado en Monte Verde, la proporción de Fe siempre es superior a la de Mn, si bien se observa un notable enriquecimiento en Mn en la eudialita secundaria presente en las vetillas tardías. Por lo tanto, se sigue una tendencia hacia valores de Mn más elevados en los estadios más tardíos, tal y como se observa en otros complejos alcalinos anteriormente estudiados (Schilling et al., 2011) (figura 3.9.2). Estos valores más altos corresponden a estadios post-magmáticos, aunque el enriquecimiento no es tan acusado como en las eudialitas post-magmáticas del complejo de Sushina (India) o en las de Pilansberg (Sudáfrica).

Además del aumento mencionado en Mn, en las eudialitas de Monte Verde formadas durante los estadios hidrotermales más tardíos se observa asimismo un aumento de la proporción de REE, lo que significa que el mineral se enriquece en el componente extremo del grupo de la eudialita enriquecido en Mn y REE, esto es, la kentbrooksita $[(\text{Na}, \text{REE})_{15}(\text{Ca}, \text{REE})_6\text{MnZr}_3\text{NbSi}_{25}\text{O}_{74}\text{F}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$.

Sea como sea, las proporciones de REE_2O_3 en los minerales del grupo de la eudialita de Monte Verde son muy inferiores a las proporciones de REE_2O_3 descritas en otras eudialitas de otros macizos alcalinos, como en el caso de Pilanesberg, Sudáfrica (hasta 7,6% en peso de REE_2O_3 ; Olivo y Williams-Jones, 1999). Como en estos yacimientos, en Monte Verde el contenido de REE de los minerales del grupo de la eudialita aumenta hacia los estadios más tardíos de cristalización, pero no llegan a producirse enriquecimientos significativos en tierras raras pesadas como los que se producen en Lovozero, por lo que el interés económico es muy inferior.

Minerales del supergrupo de la seidozerita

Además de los minerales de REE mencionados en los párrafos anteriores, en algunos macizos alcalinos del mundo hay otros minerales que pueden contribuir a concentrar las REE. Así, aunque en Norra Karr la mena de REE consiste esencialmente en eudialita (más del 90% de REE del complejo se encuentra en eudialita), hay menores proporciones de mosandrita-(Ce) y, a veces, britholita-(Ce) (Sjöqvist et al., 2013). En el caso de Monte Verde, como ya se ha indicado, los cuerpos mineralizados en estos minerales de REE son diques, lo que limita su extensión, y la proporción modal es muy baja; además hay cantidades accesorias de minerales del grupo de la seidozerita (rinkita, mosandrita, etc; Sokolova y Cámara, 2017).

Otros minerales de REE

En primer lugar, debe destacarse que a escala mundial las facies pegmatíticas de los macizos alcalinos, formadas durante procesos magmáticos tardíos, son una fuente real o potencial no sólo de minerales raros sino, posiblemente, de REE. En estos medios, de composiciones muy evolucionadas y extremas, fortísimamente enriquecidas en volátiles que favorecen la concentración de elementos incompatibles como HFSE, REE y LILE, pueden darse enriquecimientos muy importantes en elementos raros en medios con complejantes muy especiales. Así, Pekov (1998) describió en las pegmatitas hiperalcalinas del monte Alluaiv, en el complejo de Lovozero, una asociación muy interesante de minerales de Y+HREE, con potencial económico, que se caracteriza por tener una asociación tardía con shomiokita-(Y), natrooxalato, sazykinaita-(Y) y mckelveyita intersticiales entre feldespatos o reemplazándolos. Estos minerales parecen haberse producido por descomposición hidrotermal a baja temperatura de la eudialita en un sistema cerrado en condiciones alcalinas y en presencia de anión oxalato. No obstante, en el caso de Monte Verde las pegmatitas alcalinas no parecen estar presentes, lo que sugiere nuevamente que el magma fuera poco evolucionado y resta interés al intrusivo en tanto que objetivo metalogenético.

En el macizo de Pilanesberg en Sudáfrica (700 km²) se han cubicado reservas de REE de poca importancia en forma de vetillas de britholita (Lurie, 1973). Estas concentraciones accesorias no parecen ser bien vistas por los metalúrgicos, puesto que complican el beneficio de la mena, al estar las REE

repartidas entre diferentes minerales, todos ellos de beneficio complicado. Por ello, y teniendo en cuenta su escasa relevancia en Monte Verde, no parece que tengan potencial económico.

En los macizos alcalinos pueden darse asimismo concentraciones económicas de otros silicatos complejos, como la steenstrupina. Por ejemplo, en el caso de Ilimaussaq, en Groenlandia, aflora un enorme complejo estratificado de 136 km² de extensión; en sus kakortokitas se han cubicado recursos de más de 6,6 Mt de mena con 6% de ZrO₂, 3% REE₂O₃, 0.2% Y₂O₃ (Jackson y Christiansen, 1993), siendo la steenstrupina la mena principal. Se trata de otro silicato de estructura muy compleja que está a menudo zonado (Khomyakov y Sørensen, 2001); puede ser un penalizante para su explotación el hecho de que casi siempre presenta proporciones elevadas de torio (Sørensen et al., 2006, 2011). Este mineral es inestable durante procesos hidrotermales tardíos, de modo que a menudo se ve reemplazado por vitusita-(Ce) (Rønsbo et al., 1979) y erikita (Pekov et al., 1997a). No obstante, por el momento no se ha localizado steenstrupina en Monte Verde; de todos modos, el Th no parece ser un elemento especialmente abundante en los minerales del complejo de Monte Verde.

Valoración general

Marks & Markl (2017) hacen hincapié en que es importante evaluar en un complejo la actividad de volátiles, de cara a la valoración del potencial en HFSE. En el caso de Monte Verde, pese a existir minerales del grupo de la eudialita (idealmente, ricos en Cl), y de los grupos de la seidozerita, rinkita, mosandrita, idealmente ricos en F, la mayor parte de estos minerales son pobres en F, y más bien ricos en OH. Este aspecto no es especialmente negativo, puesto que las eudialitas de Monte Verde son ricas en Cl y este elemento se ha demostrado que es un agente de los más importantes para el transporte de REE, más incluso que el F, si bien el papel de éste no es negligible (Migdisov & Williams-Jones, 2002, 2006, 2007, 2008, 2014; Migdisov et al., 2006, 2009), especialmente en rocas ígneas (Salvi & Williams-Jones, 2005).

De todos modos, es de extrañar la baja proporción de volátiles que se registra en los minerales de Monte Verde. No obstante, no parece ser un caso aislado en Angola. En el macizo de Tchivira tampoco se han localizado minerales agpaíticos, y tampoco los volátiles como F o Cl parecen estar bien representados en los minerales accesorios de este complejo (Bambi, 2015). No obstante, queda por comprender si los volátiles no estuvieron presentes nunca en estos complejos (con lo cual, deberían ser en conjunto pobres en REE y HFSE), o bien si se trata de un caso en que los volátiles migraron hacia otro tipo de rocas hasta ahora no reconocidas, puesto que en Tchivira hay enormes acumulaciones de fluorita y minerales de REE y Ta asociadas con los estadios tardíos de cristalización del complejo, si bien parecen estar más bien asociados con los procesos subsólidos de finales del emplazamiento de las carbonatitas, a las que reemplazan (Bambi, 2015). Por tanto, en el caso de Monte Verde tampoco debe descartarse la posibilidad de que estos volátiles, y con ellos los HFSE y las REE, puedan haber migrado hacia otros tipos de rocas.

Por el momento, la proporción de elementos raros en las rocas alcalinas de Monte Verde y Tchivira se revela como insuficiente para una explotación económica, pero insistimos en que debe valorarse la posibilidad de que estos elementos no se hayan reconcentrado en algún medio no localizado hasta el momento.

3.10. DISCUSIÓN: POTENCIAL METALOGENÉTICO DE LAS CARBONATITAS DE MONTE VERDE

Las brechas carbonatíticas de Monte Verde ocupan una extensión muy reducida, con una morfología en forma de diques de poca anchura (en el orden decamétrico), todo lo cual no ayuda a diseñar una explotación.

El segundo problema es la reducida proporción de pirocloro en estos cuerpos, que no parece superar nunca el 2% en volumen. Pero el problema principal es que la proporción de carbonatita en estos cuerpos es muy reducida, puesto que la carbonatita ocupa una proporción volumétrica inferior al 20% de los cuerpos brechoides, mientras que los fragmentos feníticos ocupan el resto. Por consiguiente, la proporción de pirocloro queda muy diluida. La escasa presencia de pirocloro en la fenita no debe ayudar excesivamente a subir la ley del mineral.

Las brechas carbonatíticas de Monte Verde no tienen mucha variedad de minerales de elementos raros, siendo petrográficamente destacable solamente el pirocloro, cuya proporción modal en la carbonatita s.s. podría llegar a alcanzar en algunos puntos el 1%. No obstante, estas proporciones modales no son especialmente elevadas, sobre todo si las comparamos con las que se dan en los diques anulares de Bonga, por lo que estas brechas carbonatíticas de Monte Verde no parecen ser un buen objetivo metalogenético. Por otra parte, la proporción de Nb en el pirocloro sería válida para su beneficio para este elemento, pero no contiene cantidades importantes de Ta (como es el caso de algunos pirocloros de Catanda, Bambi, 2015, Campeny, 2015 o de Tchivira, Melgarejo et al., 2012), lo que ayudaría a mejorar la viabilidad de una posible explotación. Las proporciones de elementos penalizantes, como Th, no son muy elevadas. El grado de reemplazamiento por pirocloros secundarios no es muy elevado, lo que favorecería su concentración.

Por otra parte, las cantidades de minerales de REE no son muy abundantes, sobre todo se comparan con las de otros macizos carbonatíticos de Angola, como Virulundo, Tchivira o Bonga. Tampoco se han localizado cantidades importantes de minerales industriales como apatito (como en los macizos de Tchivira y Bonga, Bambi, 2015), fluorita (como en el macizo de Tchivira, Bambi, 2015), magnetita (como en los grandes cuerpos de Bailundo, Castellano, et al., 2011, Tchivira, Bambi, 2015, o en menor medida Bonga, Bambi, 2015, esta memoria) o barita, como los que afloran en Tchivira (Bambi, 2015).

Puesto que no se dan condiciones de afloramientos propicias en los cuerpos de carbonatita, esto es, afloramientos suficientemente extensos y bien expuestos, con relieves pronunciados como en el complejo de Bonga, no cabe suponer que los cuerpos de brechas carbonatíticas de Monte Verde puedan ser el área fuente de cuerpos lateríticos enriquecidos en pirocloro, como los que se han formado en Bonga (Bambi, 2015), ni de placeres enriquecidos en este mineral, como los que aparecen en las cercanías de este mismo complejo.

Por todo ello, no parece que los afloramientos de cuerpos de brechas carbonatíticas de Monte Verde puedan ser un objetivo de interés metalogenético inmediato, y que sólo puedan ser valorados como señal de posibles cuerpos más importantes en profundidad, de los cuales de todos modos no hay evidencias en este momento, y que sólo podrían ser evaluados después de estudios geofísicos o sondeos profundos.

CAPÍTULO 4

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

Los intrusivos subvolcánicos de Bonga y Monte Verde contienen mineralizaciones de elementos raros en sus manifestaciones explosivas.

La mineralización de HFSE se concentra en ambos macizos en las rocas carbonatíticas, siendo los estadios carbonatíticos precoces los más productivos, con concentración de pirocloro rico en F por separación de los cristales de pirocloro, apatito y magnetita del magma carbonatítico de los primeros estadios de cristalización para dar cuerpos foscoríticos y diques anulares precoces.

Los intrusivos mixtos carbonatítico-lamprofiricos de Bonga se han formado en estadios de cristalización tardíos a partir de fenómenos de magma mingling, por entrada de magma aillikítico y alnöítico en una cámara con magma carbonatítico residente. Estos fenómenos favorecen el desarrollo de procesos explosivos, pero no inciden en concentrar elementos raros. En Bonga y Monte Verde la mineralización de los estadios explosivos tardíos sólo produce cantidades residuales de pirocloro pobre en F. Las rocas aillikíticas y alnöíticas concentran sólo cantidades muy bajas de Nb y REE en perovskita. Las rocas alcalinas tienen escasas proporciones de Nb y REE en minerales apfíticos y éstos se concentran exclusivamente en los episodios magmáticos más tardíos o en procesos subsólidos.

La composición química del pirocloro de Bonga evoluciona sobretodo en lo que atañe al contenido en las posiciones A y en las de aniones adicionales, siendo un excelente registro de la evolución de un complejo carbonatítico:

Los pirocloros precoces ricos en Na y F en los cristales de los diques anulares se interpreta que reflejan un importante componente sódico-potásico en el magma carbonatítico original, que se pierde progresivamente durante los procesos de fenitización.

Los pirocloros de los estadios magmáticos tardíos (rocas de magnetita-apatito, cuerpo central, matriz carbonatítica) no tienen F y tienen progresivamente menores proporciones de Na a medida que avanzan la cristalización de la carbonatita y la fenitización, puesto que el magma se empobrece en Na y K, pasando progresivamente a contener mayores cantidades de vacantes en la posición A.

El pirocloro formado en los primeros estadios de condiciones subsólidos, asociado a vetas tardías con dolomita o ankerita, no contiene Na ni F y, en cambio, se enriquece en HFSE.

El pirocloro más tardío está enriquecido en Si, Ta, Th, U y se asocia con vetas con cuarzo, interpretándose que los fluidos carbonatíticos más tardíos, enriquecidos en los elementos más incompatibles como Ta y U, se mezclan con fluidos procedentes de la roca de caja, saturados en Si, que invaden la carbonatita en proceso de enfriamiento.

Como en otros cuerpos carbonatíticos de Angola, sólo se forma mineralización de REE en forma de carbonatos o fosfatos en los estadios hidrotermales más tardíos.

Por consiguiente, se descarta el potencial económico de las rocas aflorantes en Monte Verde, mientras que en el caso de Bonga los cuerpos más enriquecidos en Nb son los diques circulares precoces y los cuerpos de magnetita-apatito ("foscoritas"). La asociación directa de magnetita con pirocloro facilita enormemente la exploración magnética de cuerpos importantes de estas rocas ricas en elementos críticos. No se descarta la neoformación de depósitos lateríticos secundarios ricos en estos minerales.

La presencia de cuerpos lamprofiricos y carbonatitas tanto en los complejos carbonatítico-alcalinos del Cretácico, como Bonga, como en los del Cuaternario, como Catanda, sugiere que el magmatismo en la estructura de Lucapa es otro ejemplo de magmatismo anorogénico repetitivo a intervalos en el tiempo, con similitud de fuentes de magmas.

BIBLIOGRAFÍA

- Adam, J., Green, T.H., Sie, S.H. (1993): Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chemical Geology*, 109, 29-49.
- Adam, J., Green, T. (2003): The influence of pressure, mineral composition and water on trace element partitioning between clinopyroxene, amphibole and basanitic melts. *European Journal of Mineralogy*, 15, 831 – 841.
- Akinin, V.V., Sobolev, A.V., Ntaflos, Th., Richter, W. (2005): Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 85 – 101.
- Alberti, A., Castorina, F., Censi, P., Comin-Chiaramonti, P. Gomes, C.B. (1999): Geochemical characteristics of Cretaceous carbonatites from Angola. *Journal of African Earth Science*, 29, 735 – 759.
- Alcover Neto, A., de Toledo, M.C.M. (1993): Evolução supérgena do carbonatito de Juquiá (SP). *Revista do Instituto de Geologia, São Paulo* 14, 31 – 43.
- Allsopp, H. L., Hargraves, R. B. (1985): Rb-Sr ages and paleomagnetic data for some Angolan alkaline intrusives. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 88, 295 – 299.
- Almeida, F.F.M., Svisero, D.P. (1991): Structural setting and tectonic control of kimberlite and associated rocks of Brazil. 5th IKC extended abstract, 3 – 5.
- Andersen, T., Erambert, M., Larsen, O., Selbekk, R.S. (2010): Petrology of Nepheline Syenite Pegmatites in the Oslo Rift Norway: Zirconium silicate mineral assemblages as indicators of alkalinity and volatile fugacity in mildly agpaitic magma. *Journal of Petrology*, 11, 2303 – 2325.
- Anderson, E.M. (1936): Dynamics of formation of cone-sheets, ring-dykes, and cauldron subsidence. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 56, 128 – 157.
- Andersson, M., Malehmir, A., Troll, V.R., Dehghannejad, M., Juhlin, C., Ask, M. (2013): Carbonatite ring complexes explained by caldera-style volcanism. *Scientific Reports* 3, 1677, 1 – 9.
- Andersson, M., Almqvist, B.S.G., Burchardt, S., Troll, V.R., Malehmir, A., Snowball, I., Kübler, L. (2016): Magma transport in sheet intrusions of the Alnö carbonatite complex, central Sweden. *Nature communication* 6:27635. 1 – 13.
- Andersson, M., Malehmir, A. (2017): Unravelling the internal architecture of the Alnö alkaline and carbonatite complex (central Sweden) using 3D models of gravity and magnetic data. *Solid Earth*, 2017 – 3.
- Angélica, R.S., da Costa, M.L. (1993): Geochemistry of rare- earth elements in surface lateritic rocks and soils from the Maicuru complex, Pará, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 47, 165 – 182.
- Araújo, A.G., Perevalov, O.V. (1988): Carta de Recursos Minerais de Angola, escala 1:1000000. República Popular de Angola, Ministerio de Indústria, Instituto nacional de geología.
- Araújo, I.M.C.P. (2015): Gênese e controles da mineralização secundária de P, Ti e ETR no complexo alcalino Carbonatítico de Salitre, MG. Trabalho de máster 341, Inst. Geociências, Univ. Brasília. 139 pp.

- Arculus, R.J. (1994): Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33, 189–208.
- Arvin, M., Dargahi, S., Babaei, A.A. (2004): Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 105 – 113.
- Arzamastsev, A.A., Bea, F., Arzamastseva, L.V., Montero, P. (2002): Rare earth elements in rocks and minerals from alkaline plutons of the Kola Peninsula, NW Russia, as indicators of alkaline magma evolution. *Russian Journal of Earth Science*, 4, 187 – 209.
- Arzamastsev, A.A., Yakovenchuk, V., Pakhomovsky, Y., Ivanyuk, G. (2008): The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. Guidebook 33 IGC excursion No 47, 58 pp.
- Arzamastsev, A.A., Arzamastseva, L.V., Zhirova, A.M., Glaznev, V.N. (2013): Model of formation of the Khibiny-Lovozero ore bearing volcanic-plutonic complex. *Geology Ore Deposits*, 55, 341 – 356.
- Ashchepkov, I.V., Logvinova, A.M., Reimersa, L.F., Ntaflos, T., Spetsius, Z.V., Vladyskin, N.V., Downes, H., Yudin, D.S., Travin, A.V., Makovchuk, I.V., Paleskiy, V.S., Khmel'nikova, O.S. (2015): The Sytykansкая kimberlite pipe: Evidence from deep-seated xenoliths and xenocrysts for the evolution of the mantle beneath Alakit, Yakutia, Russia. *Geoscience Frontiers*, 6, 687-714.
- Atencio, D., Andrade, M. B., Christy A. G., Gieré, R., Kartashov, P. M. (2010). The pyrochlore supergroup of minerals: Nomenclature. *The Canadian Mineralogist*, 48, 673 – 698.
- Bambi, A.J.M, Costanzo, A., Gonçalves, A.O., Melgarejo Draper, J.C. (2012): Tracing chemical evolution of primary pyrochlore from plutonic to volcanic carbonatites: the role of F. *Mineralogical Magazine*, 76, 377 – 392.
- Bambi, A.J.M., (2015): Metalogenia de las carbonatitas en dominios plutónicos, subvolcánicos y volcánicos: Tchivira, Bonga y Catanda, Angola. Tesis doctoral. 705 p.
- Balashov, Y.A., Pozharitskaya, L.K. (1968) Factors governing the behaviour of rare earth elements in the carbonatite process. *Geochemistry International* 5, 271 – 288.
- Baier, J., Audétat, A., Keppler, H. (2008): The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 290 – 300.
- Baker, M.B., Wyllie, P.J., 1992. High-pressure apatite solubility in carbonate-rich liquids: Implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 3409 – 3422.
- Barbosa, E.S.R. (2009): Mineralogia e Petrologia do Complexo Carbonatítico-Foscorítico de Salitre, Minas Gerais. Tesis de Doctorado. Instituto de Geología, Univ. Brasilia, 434 pp.
- Barbosa, E.S.R., Brod, J.A., Junqueira-Brod, T.C., Dantas, E.L., Cordeiro, P.F.O., Gomide, C.S. (2012): Bebedourite from its type area (Salitre I complex): A key petrogenetic series in the Late-Cretaceous Alto Paranaíba kamafugite-carbonatite-phoscorite association, Central Brazil. *Lithos*, 144, 56-72.
- Barford, G. H., Krogstad, E. J., Frei, R., Albarède, F. (2005): Lu-Hf and PbSL geochronology of apatites from Proterozoic terranes: A first look at Lu-Hf isotopic closure in metamorphic apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 1847 – 1859.
- Barker, D.S. (1989): Field relations of carbonatites. In: K. Bell (ed.) *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 38– 69.
- Beard, A.D., Downes, H., Vetrin, V., Kempton, P.D., Maluski, H. (1996): Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula). *Lithos*, 39, 93–119.

- Beard, A.D., Downes, H., Hegner, E., Sablukov, S.M., Vetrin, V., Balogh, K., (1998): Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130, 288 – 303.
- Bell, K., Dunworth, E.A., Bulakh, A.G., Ivanikov, V.V. (1996): Alkaline rocks of the Turiy Peninsula, Russia, including type locality turjaite and turjite: A review. *The Canadian Mineralogist*, 34, 265 – 280.
- Bellezza, M., Merlino, S., Perchiazzi, N. (2004): Chemical and structural study of the Zr, Ti-disilicates in the venanzite from Pian di Celle, Umbria, Italy. *European Journal of Mineralogy*, 16, 957 – 969.
- Belolipetskii, A.P., Voloshin, A.V. (1996): Yttrium and rare earth element minerals of the Kola Peninsula, Russia. In A.P. Jones, F. Wall, C.T. Williams (eds.), *Rare earth minerals-chemistry, origin and ore deposits*: New York, Chapman and Hall, Mineralogical Society Series 7, 311–326.
- Berbert, C.O. (1984): Carbonatites and associated mineral deposits in Brazil. *Geological Survey of Japan. Report 263*, 269 – 290.
- Biagioni, Ch., Merlino, S., Parodi, G.C., Perchiazzi, N. (2012): Crystal chemistry of minerals of the wöhlerite group from the Los archipelago, Guinea. *The Canadian Mineralogist*, 50, 593 – 609.
- Blundy, J., Dalton, J. (2000): Experimental comparison of trace element partitioning between clinopyroxene and melt in carbonate and silicate systems, and implications for mantle metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 356 – 371.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L., Ryerson, F.J. (1994): Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U, and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128, 327 – 339.
- Brooker, R.A. (1998): The effect of CO₂ saturation on immiscibility between silicate and carbonate liquids: an experimental study. *Journal of Petrology*, 39, 1905 – 1915.
- Bowles, J. F. W., Morgan, D.J. (1984): The composition of rhabdophane. *Mineralogical Magazine*, 48, 146 – 148.
- Bosshard-Stadlin, S. A., Mattson, H. B., Keller, J. (2014): Magma mixing and forced exsolution of CO₂ during the explosive 2007 – 2008 eruption of Oldoinyo Lengai (Tanzania): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285, 229 – 246.
- Brod, J. A. (1999): Petrology and geochemistry of the Tapira alkaline complex, Minas Gerais State, Brazil. PhD thesis, University of Durham, UK.
- Brod, J.A., Gibson, S.A., Thompson, R.N. Junqueira-Brod, T.C. Seer, H.J., Morães, L.C., Boaventura, G.R. (2000): Kamafugite affinity of the Tapira alkaline-carbonatite complex (Minas Gerais, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências* 30, 404 – 408.
- Brod, J.A., Gaspar, J. C., de Araújo, D.P., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Junqueira-Brod, T.C. (2001): Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Journal of Asian Earth Science*, 19, 265 – 296.
- Brod, J.A., Ribeiro, C.C., Gaspar, J.C., Junqueira-Brod, T.C., Barbosa, E.S.R., Riffel, B.F., Silva, J.F., Chaban, N., Ferrari, A.J.D. (2004): Guia de excursão 1: Geologia e Mineralizações dos Complexos Alcalino-Carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba. 42º Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá, Brasil.

- Brod, J.A., Gaspar, J.C., Diniz-Pinto, H.S., Junqueira-Brod, T.C. (2005): Spinel chemistry and petrogenetic processes in the Tapira alkaline-carbonatite complex, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 23 – 32.
- Brooks, C.K., Printzlau, I. (1978): Magma mixing in mafic alkaline volcanic rocks: the evidence from relict phenocryst phases and other inclusions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, 315 – 331.
- Broom-Fendley, S., Styles, M. T., Appleton, D., Gunn, G., Wall, F. (2016): Evidence for dissolution-reprecipitation of apatite and preferential LREE mobility in carbonatite-derived late-stage hydrothermal processes. *American Mineralogist*, 101, 596 – 611.
- Bühn, B., Wall, F., Le Bas, M. J. (2001): Rare-earth element systematics of carbonatitic fluorapatites, and their significance for carbonatite magma evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 572 – 591.
- Bühn, B., Rankin, A.H., Schneider, J., Dulski, P. (2002): The nature of orthomagmatic, carbonatitic fluids precipitating REE, Sr-rich fluorite: fluid inclusion evidence from the Okorusu fluorite deposit, Namibia. *Chemical Geology*, 186, 75-98.
- Bulakh, A.G., Ivanikov, V.V. (1996): Carbonatites of the Turiy peninsula, Kola: role of magmatism and metasomatism. *The Canadian Mineralogist*, 34, 403 – 409.
- Cahen, L., Delhal, J., Deutsch, S. (1976): Chronologie de l'orogénèse ouest congolienne (panafricaine) et comportement isotopique des roches alcalinité différente dans la zone interne de l'orogénèse, au Bas-Zaïre. *Annales Société Géologique Belgique* 99, 189 – 203.
- Cahen, L., Ledent, D., Tack, L. (1978): Données sur la géochronologie du Mayumbien (Bas – Zaïre). *Bulletin Société Géologique Belgique*, 87, 101 – 112.
- Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J., Vail, J. R. (1984): The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford, 512 p.
- Campeny, M., Alfonso, P., Melgarejo, J. C., Mangas, J., Bambi, A., Manuel, J. (2012): Carbon and oxygen isotopes of the carbonatitic lavas from Catanda, Kwanza Sul, Angola: genetic implications. *European Mineralogical Conference 2012*, 1, Frankfurt, Alemania.
- Campeny, M., Mangas, J., Melgarejo, J.C., Bambi, A.J.M., Alfonso, P., Gernon, T., Manuel, J., (2014): The Catanda extrusive carbonatites (Kwanza Sul, Angola): an example of explosive carbonatitic volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 76, 818 – 833.
- Campeny, M., Kamenetsky, V.S, Melgarejo, J.C., Mangas, J., Manuel, J., Alfonso, P., Kamenetsky, M.B., Bambi, A.J.M., Gonçalves, A.O., (2015): Carbonatitic lavas in Catanda (Kwanza Sul, Angola): Mineralogical and geochemical constraints on the parental melt. *Lithos*, 232, 1 – 11.
- Campeny, M. (2016): Caracterización del vulcanismo carbonatítico de Catanda. Tesis doctoral inédita. Univ. Barcelona 62 p.
- Campeny, M., Melgarejo, J. C., Mangas, J., Gonçalves, A. O. (2017): Recent carbonatitic magmatism in Angola: dykes of the Chiva lagoon maar. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69, 209 – 222. .
- Carlson, R.W., Esperança, S., Svisero, D.P. (1996): Chemical and Os isotopic study of Cretaceous potassic rocks from Southern Brazil. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 125, 393-405.
- Carlson, R.W., Araújo, A.L.N., Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Brod, J.A., Petrinovic, I.A., Holanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Sichel, S. (2007): Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil. *Chemical Geology*, 242, 415 – 434.
- Carvalho, H., Fernandez, A., Viallette, Y. (1979): Chronologie absolue du Précambrien du Sud-Ouest de l'Angola. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris* 288. 1647 – 1650.

- Carvalho, H., Alves, P. (1990): Gabbro – Anorthosite Complex of SW Angola/NW Namibia. Notes about the general geology. An essay of genetic interpretation. *Comunicações Instituto Investigação Científica Tropical*, 4, 66 p.
- Carvalho, H., Alves, P. (1993): The Precambrian of SW Angola and NW Namibia. General Remarks. Correlation Analysis. *Economic Geology, Comunicações Instituto Investigação Científica Tropical*, 4, 38 p.
- Carvalho, H., Tassinari, C., Alves, P. H., Guimarães, F., Simões, M. C. (2000): Geochronological review of the Precambrian in western Angola: Links with Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 31, 383 – 402.
- Castellano, A., Melgarejo, J.C., Bambi, A.C.J.M., Gonçalves, A.O., Alfonso, P., (2011^a): Nb and REE at the Bailundo carbonatite, Angola. Let's talk ore deposits (Barra, F., ed.). *Universidad Católica del Norte, Antofagasta (Chile)*, 675 – 677.
- Castellano, A., Melgarejo, J.C., Bambi, A. J. M., Gonçalves, A. O., Alfonso, P. (2011^b): Nb and REE mobilization at the Longonjo carbonatite, Angola. Let's talk ore deposits.(Barra, F., ed.). *Universidad Católica del Norte, Antofagasta (Chile)*, 681 – 683.
- Castillo-Oliver, M., Galí, S., Melgarejo, J. C., Griffin, W. L., Belousova, E., Pearson, N. J., Watangua, M., O'Reilly, S. Y. (2016): Trace-element geochemistry and U – Pb dating of perovskite in kimberlites of the Lunda Norte Province (NE Angola): Petrogenetic and tectonic implications. *Chemical Geology*, 426, 118 – 134.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., De la Rosa, J.D. (1990): Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain: *Geological Journal* 25 (3-4), 391 – 404.
- Castro, A, Jesús, D., De la Rosa, J.D., Stephens, W.E. (1991): Magma mixing in the subvolcanic environment: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, 9-26.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P. G., Cairncross, B., Rubidge, B. S., Smith, R. M. H., Hancox, P. J. (2005): The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Science*, 43, 211 – 253.
- Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.H. (1997): Compositional variation of perovskite-group minerals from the carbonatite complexes of the Kola Alkaline Province, Russia. *The Canadian Mineralogist*, 35, 1293 – 1310.
- Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.H. (1998): Compositional variation of perovskite-group minerals from the Khibina complex, Kola peninsula, Russia. *The Canadian Mineralogist*, 36, 953 – 969.
- Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.H. (2000): Occurrence, alteration patterns and compositional variation of perovskite in kimberlites. *The Canadian Mineralogist*, 38, 975 – 994.
- Chakhmouradian, A.R. and Zaitsev, A.N. (2002): Calcite-amphibole - clinopyroxene rock from the Afrikanda complex, Kola Peninsula, Russia: mineralogy and a possible link to carbonatites. III. Silicate minerals. *The Canadian Mineralogist*, 40, 1347-1374.
- Chakhmouradian, A.R., Reguir, E.P., Mitchell, R.H. (2002): Strontium–apatite: new occurrences, and the extent of Sr-for-Ca substitution in apatite-group minerals. *The Canadian Mineralogist*, 40, 121–136.
- Chakhmouradian, A. R., Williams, C.T. (2004): Mineralogy of high-field-strength-elements (Ti, Nb, Zr, Ta, Hf) in phoscoritic and carbonatitic rocks of the Kola Peninsula, Russia. *Phoscorites and carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province* (F. Wall and A.N. Zaitsev ed.). *Mineralogical Society Series*, 10. Mineralogical Society, London, 293 – 340.

- Chakhmouradian, A.R. (2006): High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites. *Chemical Geology*, 235, 138 – 160.
- Chakhmouradian, A.R., Mitchell, R.H., Burns, P.C., Mikhailova, Y., Reguir, E.P. (2008): Marianoite, a new member of the cuspidine group from the Prairie Lake silicocarbonatite, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, 46, 1023-1032.
- Chakhmouradian, A.R., Mumin, A.H., Demény, A., Elliott, B. (2008): Postorogenic carbonatites at Eden Lake, Trans-Hudson Orogen (northern Manitoba, Canada): Geological setting, mineralogy and geochemistry. *Lithos*, 103, 503 – 526.
- Chakhmouradian, A.R., Zaitsev, A.N. (2012): Rare Earth Mineralization in Igneous rocks: Source and Processes. *Elements*, 8, 347 – 353.
- Chakhmouradian, A.R., Reguir, E.P., Zaitsev, A. (2016): Calcite and dolomite in intrusive carbonatite. I. Textural variations. *Mineralogy and Petrology*, 110, 333 – 360.
- Chakhmouradian, A.R., Reguir, E. P., Couëslan, C., Yang, P. (2016): Calcite and dolomite in intrusive carbonatites. II. Trace-element composition. *Mineralogy and Petrology*, 110, 361 – 377.
- Chakhmouradian, A.R., Cooper, M.A., Reguir, E. P., Moore, M.A. (2017): Carbocernaite from Bear Lodge, Wyoming: Crystal chemistry, paragenesis and rare-earth fractionation on a microscale. *American Mineralogist*, 102, 1340 – 1352.
- Chakrabarty, A., Pruseth, K. L., Sen, A. K. (2012): Composition and Petrogenetic significance of the Eudialyte group minerals from Sushina, Purulia, West Bengal. *Journal Geological Society of India*, 79, 449 – 459.
- Charlier, B., Grove, T.L. (2012): Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164, 27 – 44.
- Chazot, G., Bertrand, H., Mergoïl, J., Sheppard, S. M.F. (2003): Mingling of Immiscible dolomite carbonatite and trachyte in tufs from the Massif Central, France. *Journal of Petrology*, 44, 1917 – 1936.
- Chazot, G., Mergoïl-Daniel, J. (2012): Co-eruption of carbonate and silicate magmas during volcanism in the Limagne graben (French Massif Central). *Lithos*, 154, 130 – 146.
- Chebotaiev, D.A., Doroshkevich, A.G., Klemd, R., Karmanov, N.S. (2017): Evolution of Nb-mineralization in the Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland (Krasnoyarsk Territory, Russia) *Periodico di Mineralogia* 86, 99 – 118.
- Chen, W., Simonetti, A. (2013): In situ determination of major and trace elements in calcite and apatite, and U-Pb ages of apatite from the Oka carbonatite complex: insights into a complex crystallization history. *Chemical Geology*, 353, 151 – 172.
- Chen, W.T., Kamenetsky, V.S., Simonetti, A. (2013): Evidence for the alkaline nature of parental carbonatite melts at Oka complex in Canada. *Nature Communications*, 4: 2687, 1 – 6.
- Chen, C.F., Liu, Y.S., Foley, S.F., Ducea, M.N., He, D.T., Hu, Z.C., Chen, W., Zong, K.Q. (2016): Paleo-Asian oceanic slab under the North China craton revealed by carbonatites derived from subducted limestones. *Geology*, 44, 1039 – 1042.
- Chew, D., M., Sylvester, P. J., Tubrett, M. N. (2011): U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS. *Chemical Geology*, 280, 200 – 216.
- Christiansen, C. C., Johnsen, O., Makovicky, E. (2003): Crystal chemistry of rosenbuschite group. *The Canadian Mineralogist*, 41, 1203 – 1224.

- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B.W. (1982): Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189 – 200.
- Coltorti, M., Alberti, A., Beccaluva, L., Dos Santos, A.B, Mazzucchelli, M., Morais, E., Rivalenti, G., Siena, F. (1993): The Tchivira-Bonga alkaline carbonatite complex (Angola): petrological study and comparison with Brazilian analogues. *European Journal of Mineralogy*, 5, 1001 – 1024.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (2005, Ed.): Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. EDUSP/FAPESP, São Paulo, Brazil, 751 pp.
- Comin-Chiaramonti, P., Barros Gomes, C., Cundari, A., Castorina, F., Censi, P., (2007): A review of carbonatitic magmatism in the Paraná – Angola – Namibia (PAN) system. *Periodico di Mineralogia*, 76, 25 – 78.
- Comin-Chiaramonti, P., de Min, A., Girardi, V.A.V., Gomes, C. B. (2014): Carbonatites and primary carbonates in the Rio Apa and Amambay regions, NE Paraguay. *Lithos*, 188, 84 – 96.
- Cooper, A.F., Reid, D.L. (1998): Nepheline sövites as parental magmas in carbonatite complexes: evidence from Dicker Willem, southwest Namibia. *Journal of Petrology*, 39, 2123 – 2136.
- Cordeiro, P.F.O., Brod, J.A., Santos, R.V., Dantas, E.L., de Oliveira, C.G., Barbosa, E.S.R (2011): Stable (C, O) and radiogenic (Sr, Nd) isotopes of carbonates as indicators of magmatic and post-magmatic processes of phoscorite-series rocks and carbonatites from Catalão I, central Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161, 451 – 464.
- Cordeiro, P.F.O., Brod, J.A., Palmieri, M., de Oliveira, C.G., Barbosa, E.S.R., Santos, R.V., Gaspar, J.C., Assis, L.C. (2011): The Catalão I niobium deposit, central Brazil: Resources, geology and pyrochlore chemistry. *Ore Geology Reviews* 41, 112–121.
- Costanzo, A., Moore, K.R., Wall, F., Feely, M. (2006): Fluid inclusions in apatite from Jacupiranga calcite carbonatites: evidence for a fluid-stratified carbonatite magma chamber. *Lithos*, 91, 208 – 228.
- Coulson, I.M., Goodenough, K.M., Pearce, N.J.G., Leng, M.J. (2013): Carbonatites and lamprophyres of the Gardar Province – a “window” to the sub-Gardar mantle? *Mineralogical Magazine*, 67, 855 – 872.
- Dalton, J.A., Presnall, D.C. (1998): The continuum of primary carbonatitic–kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–CO₂ at 6 GPa. *Journal of Petrology*, 39, 1953 – 1964.
- Davis, G.L., 1977. The ages and uranium contents of zircon from kimberlites and associated rocks. 2nd International Kimberlite Conference, Santa Fe, New Mexico. Extended abstracts.
- Dawson, J.B. (1993): A supposed sövite from Oldoinyo Lengai, Tanzania: result of extreme alteration of alkali carbonatite lava. *Mineralogical Magazine*, 57, 93–101.
- Dawson, J.B., Smith, J.V. (1977): The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 309–333.
- Dawson, J. B., Pinkerton, H, Pyle, D. M., Nyamweru, C. (1994): June 1993 eruption of Oldoinyo Lengai, Tanzania: exceptionally viscous and large carbonatite lava flows and evidence for coexisting silicate and carbonate magmas. *Geology*, 22, 799 – 802.
- de Ignacio, C., Muñoz, M., Sagredo, J. (2008): Relaciones de campo y geoquímica de las carbonatitas de Esquinzo-Agua Salada, NW de Fuerteventura, Islas Canarias. *Geogaceta* 44, 11-14.
- Deines, P. (1989): Stable isotope variations in carbonatites. In *Carbonatites: Genesis and Evolution* (K. Bell., ed.). Unwin Hyman, London, U.K., 301-359.

- Delhal, J., Ledent, D. (1975). Données géochronologiques sur le complexe calco-magnésien du Sud-Cameroun. Rapport Annuel Musée Royale Afrique Centrale. Département Géologie Minéralogie, Tervuren, Belgique, 71 – 76.
- Delhal, J., Ledent, D. (1976): Age et evolution compare des gneiss migmatitiques pré-zadiniens des regions de Boma et de M'Pozo-Tombagadio (Bes-Zaïre). Annales Société Géo-logique Belgique, 99, 165 – 187.
- Demény, A., Ahijado, A., Casillas, R., Vennemann, T.W. (1998): Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study. *Lithos*, 44, 101 – 115.
- Demény, A., Sitnikova, M.A., Karchevsky, P.I. (2004): Stable C and O isotope compositions of carbonatite complexes of the Kola Alkaline Province: phoscorite–carbonatite relationships and source compositions. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds.), *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine*. British Mineralogical Society Series 10, 407–432.
- Doucélance, R., Hammouda, T., Moreira, M., Martin, J.C. (2010): Geochemical constraints on depth of origin of oceanic carbonatite: The Cape Verde case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 7261 – 7262.
- Downes, H., Beard, A., Hinton, R. (2004): Natural experimental charges: an ion-microprobe study of trace element distribution coefficients in glass-rich hornblendite and clinopyroxenite xenoliths. *Lithos* 75, 1–17.
- Downes, H., Balaganskaya, E., Beard, A., Liferovich, R., Demaiffe, D. (2005): Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review. *Lithos* 85 48–57.
- Droop, G. T. R. (1987): A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431 – 435.
- Dudkin, O.B. (1997): Asociaciones minerales agpaíticas. In J.C. Melgarejo (Ed.), *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Edicions UB, Barcelona, 153-160.
- Dunworth, E.A., Bell, K. (2001): The Turiy Massif, Kola Peninsula, Russia: Isotopic and geochemical Evidence for mMulti source evolution. *Journal of Petrology*, 42, 377 – 405.
- Eby, G.N. (1980): Minor and trace element partitioning between immiscible ocelli-matrix pairs from lamprophyre dykes and sills, Monteregian Hills petrographic province, Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 269–278.
- Edgar, A.D. (1974). On the use of the term 'Agpaitic'. *Mineralogical Magazine*, 34, 729-730.
- Eley, R., Grütter, H., Louw, A., Tunguno, C., Twidale, J. (2008): Exploration geology of the Luxinga kimberlite cluster (Angola) with evidence supporting the presence of kimberlite lava. 9th International Kimberlite Conference. Extended abstracts, 1 – 3.
- Entin A.R., Yermenko G.Y., Tyan O.A. (1993): Stages of alteration of primary pyrochlores. *Transactions of the U.S.S.R. Academy of Science, Earth Science Sect*, 320, 236 – 239.
- Epshteyn, Ye.M., Danil'chenko, N.A. (1988): Spatial-genetic model of the Kovdor apatite-magnetite deposit, a carbonatite complex of the ultramafic, ijolite and carbonatite rock association. *International Geological Review*, 30, 981 – 993.
- Eriksson, S.C. (1989): Phalaborwa: A saga of magmatism, metasomatism and miscibility. In: K. Bell (Ed.), *Carbonatites – Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London. 221-254.
- Ernst, R. E., Bell, K. (2010): Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. *Mineralogy and Petrology*, 98, 55 – 76.

- Folch, A., Martí, J. (1998): The generation of overpressure in felsic magma chambers by replenishment. *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 301 – 314.
- Foley, S. F. (1992): Vein-plus-wall-rock melting mechanism in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28, 435–453.
- Galland, O., Burchardt, S., Hallot, E., Mourgues, R., Bulois, C. (2014): Dynamics of dikes versus cone sheets in volcanic systems. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 119, 6178 – 6192.
- Galli, E., Alberti, A. (1971): The crystal structure of rinkite. *Acta Crystallographica*. 27, 1277-1284.
- Gaspar, J. C., Wyllie, P. J. (1983): Magnetite in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil. *American Mineralogist*, 68, 195 – 213.
- Gaspar J. C., Wyllie P. J., 1983. Ilmenite (high Mg,Mn,Nb) in the carbonatites from the Jacupiranga complex, Brazil. *American Mineralogist* 68: 960-971.
- Gaspar, J. C., Wyllie, P. J. (1987): The phlogopites from the Jacupiranga carbonatite intrusions. *Mineralogy and Petrology*, 36, 121 – 134.
- Gautneb, H., Gudmundsson, A. (1992): Effect of local and regional stress fields on sheet emplacement in West Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 51, 339 – 356.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G., (1995a): The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume - evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36, 189 – 229.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Dickin, A.P., Leonardos, O.H. (1995b): High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 149 – 165.
- Gittins, J., Harmer, R.E., 2003. Myth and reality in the carbonatite – silicate rock "association". *Periodico di Mineralogica* 72, 19 – 26.
- Giuliani, A., Phillips, D., Fiorentini, M.L., Kendrick, M.A., Maas, R., Wing, B.A., Woodhead, J.D., Bui, T.H., Kamenetsky, V.S. (2013): Mantle oddities: a sulphate fluid preserved in a MARID xenolith from the Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa). *Earth and Planetary Science Letters*, 376, 74 – 86.
- Giuliani, A., Campeny, M., Kamenetsky, V., Alfonso, J., C., Maas, R., Melgarejo, J. C., Kohn, B. P. Matchan, E. L., Mangas, J., Gonçalves, A. O., Manuel J. (2017): Southwestern Africa on the burner: Pleistocene carbonatite volcanism linked to deep mantle upwelling in Angola. *Geology*, en prensa.
- Gold, D.P., Marchand, M. (1969): The diatreme breccia pipes and dykes, and the related alnöite, kimberlite and carbonatite intrusions occurring in the Montreal and Oka areas. Parts I II. In: *Guidebook of the Geology of the Monteregian Hills*. Geological Association of Canada, 5 – 42 and 43 – 62.
- Gold, D.P., Eby, G.N., Bell, K., Vallee, M. (1986): Carbonatites, diatremes and ultra-alkaline rocks in the Oka area, Quebec. Geological Association of Canada. Assoc. Can. Joint meeting, field trip guide, 1 – 51.
- Goto, A., Fujimaki, H., Morikiyo, T., Liu, J. (2004): Finding dolomitic melnoite diatreme at Badou in the Laiwu–Zibo area, Shandong province, China. *Proceedings of the Japan Academy. Series B: Physical and Biological Science*, 80, 269 – 275.
- Grasso, C.B. (2011): *Petrologia do complexo alcalino-carbonatítico de Serra Negra, Minas Gerais*. Tesis de maestría, Inst, Geociências, University of Brasilia. 209 pp.

- Gregoire, M., Moine, B.N., O'Reilly, S.Y., Cottin, J.Y., Giret, A. (2000): Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by highly alkaline, silicate- and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *Journal of Petrology*, 41, 477–509.
- Guzmics, T., Mitchell, R. H., Szabo, C., Berkesi, M., Milke, R. & Abart, R. (2011): Carbonatite melt inclusions in coexisting magnetite, apatite and monticellite in Kerimasi calciocarbonatite, Tanzania: melt evolution and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161, 177–196.
- Guzmics, T., Mitchell, R.H., Szabó, C., Berkesi, M., Milke, R., Ratter, K. (2012): Liquid immiscibility between silicate, carbonate sulfide melts in melt inclusions hosted in coprecipitated minerals from Kerimasi volcano (Tanzania): evolution of carbonated nephelinitic magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164, 101–122.
- Haggerty, S. E. (1976): Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. Rumble D (Ed.), *Oxide minerals 3, Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia, 101 – 176.
- Haggerty, S. E., Raber, E., Naeser, C. W. (1983). Fission track dating of kimberlitic zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 63, 41 – 50.
- Haggerty, S.E., Tompkins, L.A. (1983): Redox state of Earth's upper mantle from kimberlitic ilmenites. *Nature*, 303, 295 – 300.
- Haggerty, S. Fung, A. (2006): Orbicular oxides in carbonatitic kimberlites. *American Mineralogist*, 91, 1461 – 1472.
- Harris, C., Cressey, G., Bell, J.D., Atkins, F.B., Beswetherick, S. (1982): An occurrence of rare-earth-rich eudialyte from Ascension Island, South Atlantic. *Mineralogical Magazine*. 46, 421 – 425.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P., Grove, T.L. (1994): Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, 117, 149–166.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F. (1994): Destructive plate margin magmatism: geochemistry and melt generation. *Lithos*, 33, 169–188.
- Heam, B.C. (1989): Alkalic ultramafic magmas in north-central Montana, USA: genetic connections of alnöite, kimberlite and carbonatite. *Special Publication Geological Society of Australia*, 14, 109–119.
- Hirano, H., Kamitani, T., Sato, T., Sudo, S. (1987): Niobium mineralization of Catalão I carbonatite complex, Goiás, Brazil. *Geological Survey of Japan, Report 263*, 23 – 55.
- Hode Vuorinen, J. (2005). The Alnö alkaline and carbonatitic complex, east central Sweden – A petrogenetic study. *Academic Dissertation (PhD)*. Stockholm University, Sweden.
- Hogarth, D.D. (1977): Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *American Mineralogist*, 62, 403 – 410.
- Hogarth, D.D. (1989): Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatites. In *Carbonatites: Genesis and Evolution* (K. Bell, ed.). Unwin Hyman, London, U.K., 105 – 148.
- Hornig-Kjarsgaard, I. (1998): Rare earth elements in sövitic carbonatites and their mineral phases. *Journal of Petrology*, 39, 2105 – 2121.
- Hou, Z., Tian, S., Yuan, Z., Xie, Y., Yin, S., Yi, L., Fei., H., Yang, Z. (2006): The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication. *Earth and Planetary Science Letter*, 244, 234 – 250.
- Hughes, J.M., Rakovan, J. (2002): The crystal structure of apatite, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$. In: M.L. Kohn, J. Rakovan, J.M. Hughes (Eds.). *Phosphates - Geochemical, Geobiological, and Materials Importance*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48, 1 – 12.

- Hughes, J. M., Rakovan, J. F. (2015): Structurally robust, chemically diverse: apatite and apatite supergroup minerals. *Elements*, 11, 165 – 170.
- Hurai, V., Huraiová, M., Milovský, R., Luptáková, J., Konečný, P. (2013): High pressure aragonite phenocrysts in carbonatite and carbonated syenite xenoliths within an alkali basalt. *American Mineralogist*, 98, 1074 – 1077.
- Issa Filho, A., Dos Santos, A.B.R.M.D., Riffel, B.F., Lapido-Loureiro, F.E.V., McReath, I. (1991): Aspects of the geology, petrology and chemistry of some Angolan carbonatites. *Journal of Geochemical Exploration*, 40, 205 – 206.
- Ivanikov, V.V., Rukhlov, A.S., Bell, K. (1998): Magmatic evolution of the melilitite–carbonatite–nephelinite dike series of the Turiy Peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia). *Journal of Petrology*, 39, 2043 – 2059.
- Ivanyuk, G. Y., Kalashnikov, A.O., Pakhomovsky, Y.A., Mikhailova, J.A. (2016): Economic minerals of the Kovdor baddeleyite – apatite – magnetite deposit, Russia: mineralogy, spatial distribution and ore processing optimization. *Ore Geology Reviews*, 77, 279 – 311.
- Jackson, W.D., Christiansen, G. (1993): International strategic minerals inventory summary report–Rare-earth oxides. U.S. Geological Survey Circular 930-N, 68 p.
- Jago, B.C., Gittins, J. (1993): Pyrochlore crystallization in carbonatites: the role of fluorine. *South African Journal of Geology*, 96, 149 – 159.
- Jelsma, H., Barnett, W., Richards, S., Lister, G. (2009): Tectonic setting of kimberlites. *Lithos*, 112S, 155 – 165.
- Jelsma, H., Krishnan, U., Perritt, S., Preston, R., Winter, F., Lemotlo, L., Van der Linde, G., Armstrong, R., Phillips, D., Joy, S., Costa, J., Facatino, M., Posser, A., Kumar, M., Wallace, C., Chinn, I., Henning, A. (2013): Kimberlite from Central Angola: a case study of Exploration findings. *Proceedings of 10th International Kimberlite Conference*, 173 – 190.
- Johnsen, O., Gault, R.A. (1997): Chemical variation in eudialyte. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 171, 215 – 231.
- Johnsen, O., Grice, J.D., Gault, R.A. (1998): Kentbrooksite from the Kangerdlugssuaq intrusion, East Greenland, a new Mn-REE-Nb-F end-member in a series within the eudialyte group: description and crystal structure. *European Journal of Mineralogy*, 10, 207 – 219.
- Johnsen, O., Grice, J. D. (1999): The crystal chemistry of the eudialyte group. *The Canadian Mineralogist*, 37, 865 – 891.
- Jones, A.P., Genge, M., Carmody, L. (2013): Carbonate melts and carbonatites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 75, 289 – 322.
- Junqueira-Brod, T.C., Brod, J.A., Gibson, S.A., Thompson, R.N. (2000): Mineral chemistry of kamafugites and related rocks from Águas Emendadas region, Goiás state. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 403-407.
- Junqueira-Brod, T.C., Roig, H.L., Gaspar, J.C., Brod, J.A., Meneses, P.R. (2002): A Província Alcalina de Goiás e a extensão de seu vulcanismo kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 559 – 566.
- Junqueira-Brod, T.C., Brod, J.A., Gaspar, J.C., Jost, H. (2004): Kamafugitic diatremes: facies characterisation and genesis - examples from the Goiás Alkaline Province, Brazil. *Lithos*, 76, 261 – 282.
- Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Brod, J.A., Kafino, C.V. (2005a): Kamafugitic diatremes: their textures and field relationships with examples from the Goiás Alkaline Province, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 18, 337 – 353.

- Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Brod, J.A., Jost, H., Barbosa, E.S.R., Kafino, C.V. (2005b): Emplacement of kamafugite Lavas from the Goiás Alkaline Province, Brazil: Constraints from whole-rock simulations. *Journal of South American Earth Science*, 18, 323 – 335.
- Kaminsky, F.V., Belousova, E.A. (2009): Manganoan ilmenite as kimberlite/diamond indicator mineral. *Russian Geology and Geophysics*, 50, 1212 – 1220.
- Kamenetsky, V., Charlier, B., Zhitova, L., Sharygin, V., Davidson, P., Feig, S. (2013): Magma chamber- scale liquid immiscibility in the Siberian Traps represented by melt pools in native iron. *Geology*, 41, 1091 – 1094.
- Kamitani, M. and Hirano, H. (1987) Araxá carbonatite deposit and its lateritization. *Geological Survey of Japan. Report*, 263, 56 – 73.
- Kampunzu, A., Mohr, P. (1991): Magmatic evolution and petrogenesis in the East African Rift system. In A. B. Kampunzu and R.T. Lubala (eds.), *Magmatism in Extensional Settings, the Phanerozoic African Plate*. Springer-Verlag, Berlin, 85-136.
- Kapustin, Y. L. (1980): *Mineralogy of Carbonatites*. Amerind Publishing, New Delhi, 259 pp.
- Kapustin, Y. L. (1986): Distribution of titanium, niobium and tantalum in rocks and minerals of carbonatite complexes. *Transactions of the U.S.S.R. Academy of Science, Earth Science Sect*, 282, 172–175.
- Karfunkel, J., Hoover, D., Fernandes, A.F., Sgarbi, G.N.Ch., Kambrock, K., Oliveira, G.D. (2014): Diamonds from the Coromandel Area, West Minas Gerais State, Brazil: an update and new data on surface sources and origin. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 325 – 338.
- Keller, J., Kraft, M. (1990): Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai, June 1988. *Bulletin of Volcanology*, 52, 629 – 645.
- Kerr, A., Walsh, J.A., Sparkes, G.W., Hinchey, J.G. (2013): Vanadium potential in Newfoundland and Labrador: a review and assessment. *Current Research Newfoundland and Labrador*. Department of Natural Resources, Geological Survey, Report 13-1, 137 – 165.
- Klemme, S., van der Laan, S.R., Foley, S.F., Günther, D. (1995): Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper mantle conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 439 – 448.
- Khomyakov, A.P., (1995): *Mineralogy of Hyperagpaitic Alkaline Rocks*. Clarendon Press, Oxford. 223 pp.
- Khomyakov, A.P., Sørensen, H. (2001): Zoning in steenstrupine-(Ce) from the Ilimaussaq alkaline complex, South Greenland: a review and discussion. *Geological Greenland Survey Bulletin* 90, 109-118.
- Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. (1989): The genesis of carbonatites by liquid immiscibility. In: K. Bell (Ed.), *Carbonatites – Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London. 388-404.
- Kjarsgaard, B.A., Peterson, T. (1991): Nephelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole volcano, East Africa: petrographic and experimental evidence. *Mineralogy and Petrology*, 43, 292 – 314.
- Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L., Peterson T. (1995): Peralkaline carbonatite/nephelinite liquid immiscibility: comparison of phase compositions in experiments and natural lavas from Oldoinyo Lengai. In: Bell K., Keller J. (Eds.), *Carbonatite Volcanism – Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites*. IAVCEI Proceedings in Volcanology 4, 163-190.
- Kogarko, L.N., Lazutkina, L.N., Romanchev, B.P. (1982): The origin of eudialyte mineralization. *Geochemistry International*, 19, 128 – 145.
- Kogarko, L.N., Kononova, V.A., Orlova, M.P., Woolley, A.R. (1995): *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2: Former USSR*. London, Chapman and Hall, 226 p.

- Kogarko, L.N., Williams, C.T., Woolley, A.R. (2002): Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, agpaitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia. *Mineralogy and Petrology*, 74, 1 – 24.
- Kokfelt, T.F., Weatherley, S.M., Keiding, J.K., Ártíng, T.B. (2015): Magma mixing, mingling and hybridisation at different crustal levels: snapshots from 1.9 billion years of magmatism in south-eastern Greenland. *Geological survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 33, 45 – 48.
- Kono, Y., Kenney-Benson, C., Hummer, D., Ohfuji, H., Park, C., Shen, G., Wang, Y., Kavner, A., Manning, C.E. (2014): Ultralow viscosity of carbonate melts at high pressures. *Nature Communications* 5, 5091.
- Krasnova, N.I., Kopylova, L.N. (1988): The geological basis for mineral-technological mapping at the Kovdor ore deposit. *International Geology Reviews*, 30, 307 – 319.
- Krasnova, N.I., Petrov, T.G., Balaganskaya, E.G., Garcia, D., Moutte, D., Zaitsev, A.N., Wall, F. (2004): Introduction to phoscorites: occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis. In: F. Wall, A.N. Zaitsev (Eds). *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province*. Mineralogical Society, London, 45-79.
- Kresten, P. (1980): The Alnö complex; tectonics of dyke emplacement. *Lithos* 13, 153–158.
- Kresten P. 1986. The Alnö alkaline area. 7th IAGOD Symposium Excursion Guide No. 9/10. Swedish Geological Survey 67, 20 – 22.
- Kresten, P. (1990): The Alnö area (Alnöområdet). In: T. Lundqvist, D. Gee, R. Kumpulainen, L. Karis, P. Kresten (Eds.), *Description to the bedrock map of Västernorrland County*. Swedish Geological Survey, 31, 238 – 278.
- Kröner, A. (1982): Rb-Sr geochronology and tectonic evolution of the Pan-African Damara Belt of Namibia Southern Africa. *American Journal of Science*, 282, 1471 – 1507.
- Kröner, A., Stern, R. J. (2005): Africa. Pan – African orogeny. *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Amsterdam, 1, 1 – 12.
- Krüger, J. C., Romer, R. L., Kämpf, H. (2013). Late Cretaceous ultramafic lamprophyres and carbonatites from the Delitzsch complex, Germany. *Chemical Geology*, 353, 140 – 150.
- Knudsen, C., Buchardt, B. (1991): Carbon and oxygen isotope composition of carbonates from the Qaqarsuk carbonatite complex, southern West Greenland. *Chemical Geology*, 86, 263–274.
- Kurszlaukis, S., Franz, L., Brey, G. P. (1999): The Blue Hill intrusive complex in southern Namibia. Relationships between carbonatites and monticellite picrites. *Chemical Geology*, 160, 1-18.
- Lapido-Loureiro, F.E.V. (1967a): Nota prévia sobre as estruturas carbonatíticas de Angola. *Boletim do Instituto de Investigação Científica de Angola* 4,2: 45-66.
- Lapido-Loureiro, F.E.V. (1967b): Considerações sobre o quimismo dos sienitos nefelínicos: breves referências a rochas alcalinas de Angola e ao seu interesse económico. *Boletim do Instituto de Investigação Científica de Angola*, 4, 37 – 66.
- Lapido-Loureiro, F.E.V. (1967c): Carbonatite rock structure of Angola. *Boletim do Instituto de Investigação Científica de Angola*, 4, 45 – 66.
- Lapido-Loureiro, F.E.V. (1968a): Subvolcanic carbonatite structures of Angola. *Internacional Geological Congress 23rd Session, Prague, Rep. (Sect. 2)*, 147 – 161.
- Lapido-Loureiro, F.E.V. (1968b): Interesse económico das rochas feldspatóidicas. *Actividade Económica de Angola* 82, 7-18.
- Lapido-Loureiro, F.E.V., (1973): Carbonatitos de Angola. *Memórias e Trabalhos do Instituto de Investigação Científica de Angola*, 11, 1 – 242.
- Lapin, A.V. (1979): Mineral parageneses in apatite ores and carbonatites of the Sebl'yavr complex. *International Geology Review*, 1043 – 1052.

- Larsen, E. S., Goranson, E. A. (1932): The deuteric and later alterations of the uncomphagrite of Iron Hill, Colorado. *American Mineralogist*, 17, 343 – 356.
- Laval, M., Johan, V., Tourlière, B. (1988): La carbonatite de Mabounie: exemple de formation d'un gîte résiduel à pyrochlore. *Chronique de la recherche minière*, 491, 125 – 136.
- Le Bas, M.J. (1977): *Carbonatite-Nephelinite Volcanism*. John Wiley & Sons, New York, 347 pp.
- Le Bas, M.J. (2008): Fenites associated with carbonatites. *The Canadian Mineralogist*, 46, 915 – 932.
- Le Maitre, R. W. (2002): *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press, 236 pp.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A.R. (2003): *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Edited by R. W. Le Maitre, University of Tasmania, 250 pp.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219 – 246.
- Lee, W.J., Wyllie, P.J. (1994): Experimental data bearing on liquid immiscibility, crystal fractionation, and the origin of calciocarbonatites and natrocarbonatites. *International Geology Review*, 36, 797 – 819.
- Lee, W.J., Wyllie, P.J. (1998): Processes of Crustal carbonatite formation by liquid immiscibility and differentiation, elucidated by model systems. *Journal of Petrology*, 39, 2005 – 2013.
- Lee, M.J., Garcia, D., Moutte, J., Lee, J. I. (2003): Phlogopite and tetraferriphlogopite from phoscorite and carbonatite associations in the Sokli massif, Northern Finland. *Geosciences Journal*, 7, 9 – 20.
- Lee, M.J., Lee, J.I., Moutte, J. (2005): Compositional variation of Fe-Ti oxides from the Sokli complex, northern Finland. *Geosciences Journal*, 9, 1 – 13.
- Lee, M. J., Lee, J. I., Garcia, D., Moutte, J., Williams, T., Wall, F., Kim, Y. (2006): Pyrochlore chemistry from the Sokli phoscorite-carbonatite complex, Finland: Implications for the genesis of phoscorite and carbonatite association. *Geochemical Journal*, 40, 1 – 13.
- Leonardos, O.H., Ulbrich, M.N., Gaspar, J.C. (1991): The Mata da Corda volcanic rocks. 5th IKC. *Field guide*, 65-73.
- Liu, J. P., Pan, X. H., Ma, J., Tian, Z. J., Chen, Y. J., Wan, L., K. (2008). Petroleum geology and resources in West Africa: An overview. *Petroleum Exploration and Development Online*, 35, 378 – 384.
- Lottermoser, B.G. (1987): Churchite from the Mt Weld carbonatite laterite, Western Australia. *Mineralogical Magazine*, 51, 468 – 469.
- Lottermoser B.G. (1990): Rare earth element mineralisation within the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia. *Lithos*, 24, 151-167.
- Lottermoser B.G., England B.M. (1988): Compositional variation in pyrochlores from the Mt. Weld Carbonatite laterite, Western Australia. *Mineralogy and Petrology*, 38, 37-51.
- Loubet, M., Bernat, M., Javoy, M., Allègre, C.J. (1972): Rare earth contents in carbonatites. *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 226-232.

- Ludwig, K. R. (2003): User's Manual for Isoplot 3.00 a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel.
- Lumpkin, G.R., Ewing, R. C. (1995): Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: Pyrochlore subgroup. *American Mineralogist*, 80, 732 – 743.
- MacDonald R., Kjarsgaard B.A., Skilling I.P., Davies G.R., Hamilton D.L., Black S. (1993): Liquid immiscibility between trachyte and carbonate in ash flow tuffs from Kenya. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 276 – 287.
- Mahotkin, I.L., Downes, H., Hegner, E., Beard, A. (2003): Devonian dike swarms of alkaline, carbonatitic and primitive magma-type rocks from the south Kola Peninsula: geochemical and isotopic constraints on plume–lithospheric interaction. 8th International Kimberlite Conference Long Abstract. FLA 0346.
- Maier, W. D., Rasmussen, B., Fletcher, I. R., Li, C., Barnes, S. J., Huhma, H. (2013): The Kunene Anorthosite complex, Namibia, and its satellite intrusions: Geochemistry, Geochronology and Economic Potential. *Society of Economic Geologist*, 108, 953 – 966.
- Maier, W.D., Barnes, S.-J., Groves, D. I. (2013): The Bushveld Complex, South Africa: formation of platinum– palladium, chrome- and vanadium-rich layers via hydrodynamic sorting of a mobilized cumulate slurry in a large, relatively slowly cooling, subsiding magma chamber. *Mineralium Deposita*, 48, 1–56.
- Mariano A.N., 1989a. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. In: , K Bell. (Ed.), *Carbonatite: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, 149-176.
- Mariano A.N. (1989b): Economic Geology of Rare Earth Elements. In: B.R. Lipin, M. Kay (Eds.), *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy* 21, 309-337.
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., López-Martínez, M., de Silva, S.H., Flores-Huerta, D., Zúñiga-Lagunes, L., Luna-González, L. (2013): Caldera formation and progressive batholith construction: Geochronological, petrographic and stratigraphic constraints from the Coxcatlán-Tilzapotla area, Sierra Madre del Sur, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30, 247 – 267.
- Masaki, Y., Yuka, H., Naoko, N., Hirogo, K., (2005): Rb-Sr, Sm-Nd ages of the Phalaborwa Carbonatite Complex, South Africa. *Polar Geoscience*, 18, 101 – 113.
- Matson, D.W., Muenow, D.W., Garcia, M.O. (1986): Volatile contents of phlogopite micas from South African kimberlite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, 399 – 408.
- McCourt, S., Armstrong, R.A., Jelsma, H., Mapeo, R. B. M. (2013): New U-Pb SHRIMP ages from the Lubango region, SW Angola: insights into the Palaeoproterozoic evolution of the Angolan Shield, southern Congo Craton, Africa. *Journal of the Geological Society, London*, 170, 353 – 363.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A. (1991): Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358–374.
- McEnroe, S.A., Robinson, P., Panish, P.T. (2000): Chemical and petrographic characterization of ilmenite and magnetite in oxide-rich cumulates of the Sokndal Region, Rogaland, Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 436, 49 – 56.
- McIver, J.R. Ferguson, J. (1979): Kimberlitic, melilititic, trachytic and carbonatite eruptives at Salpetre Kop, Sutherland, South Africa. In: H.O.A. Meyer y F.R. Boyd (eds.). *Kimberlites, Diatremes, and Diamonds: Their Geology, Petrology, and Geochemistry*, Proceedings 2nd IKC, American Geophysical Union, Washington, 111 – 128.
- McMahon, B.H. Haggerty, S.E. (1979): The Oka carbonatite complex: magnetite compositions and the related role of titanium in pyrochlore. In: H.O.A. Meyer y F.R. Boyd (eds.). *Kimberlites,*

- Diatremes, and Diamonds: Their Geology, Petrology, and Geochemistry, Proceedings 2nd IKC, American Geophysical Union, Washington, 382 – 392.
- Melgarejo, J.C., Costanzo, A., Bambi, A.C.J.M, Gonçalves, A.O., Neto, B.N., (2012): Subsolidus processes as a key factor on the distribution of Nb species in plutonic carbonatites: The Tchivira case, Angola. *Lithos*, 152, 187 – 201.
- Mellini, M., Merlino, S. (1979): Refinement of the Crystal Structure of Wöhlerite. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 26, 109 – 123.
- Midende, G., Boulvais, Ph., Tack, L., Melcher, F., Gerdes, A., Dewaele, S., Demaiffe, D., Decrée, S. (2014): Petrography, geochemistry and U-Pb zircon age of the Matongo carbonatite Massif (Burundi): Implication for the Neoproterozoic geodynamic evolution of Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 100, 656 – 674.
- Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E. (2002): A spectrophotometric study of neodymium (III) complexation in chloride solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 4311 – 4323.
- Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E. (2006): A spectrophotometric study of erbium (III) speciation in chloride solutions at elevated temperatures. *Chemical Geology*, 234, 17 – 27.
- Migdisov, A.A., Reukov, V.V., Williams-Jones, A.E. (2006): A spectrophotometric study of neodymium (III) complexation in sulfate solutions at elevated temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 983 – 992.
- Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E. (2007): An experimental study of the solubility and speciation of neodymium (III) fluoride in F-bearing aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 3056 – 3069.
- Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E. (2008): A spectrophotometric study of Nd(III), Sm(III) and Er(III) complexation in sulfate-bearing solutions at elevated temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 5291 – 5303.
- Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E., Wagner, T. (2009) An experimental study of the solubility and speciation of the Rare Earth Elements (III) in fluoride- and chloride-bearing aqueous solutions at temperatures up to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 7087 – 7109.
- Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E. (2014): Hydrothermal transport and deposition of the rare earth elements by fluorine-bearing aqueous liquids. *Mineralium Deposita*, 49, 987 – 997.
- Miller, R. McG. (2000): The Agate Mountain Carbonatite Complex, Cape Fria, NW Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 12, 369 – 382.
- Mitchell, R.H. (1978): Manganoan magnesian ilmenite and titanian clinohumite from the Jacupiranga carbonatite, Sao Paulo, Brazil. *American Mineralogist*. 63, 544 – 547.
- Mitchell, R. H. (1986): Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology. Plenum Press, New York, 442 p.
- Mitchell, R.H. (1995): Kimberlites, orangeites, and related rocks. New York, Plenum Press. 410 p.
- Mitchell, R.H., Chakhmouradian, A.R. (1996): Compositional variation of loparite from the Lovozero alkaline complex, Russia. *The Canadian Mineralogist*, 34, 977 – 990.
- Mitchell, R.H., Chakhmouradian, A.R. (1998): Th-rich loparite from the Khibina alkaline complex, Kola Peninsula: isomorphism and paragenesis. *Mineralogical Magazine*, 62, 341–353.
- Mitchell, R.H., Chakhmouradian, A.R. (1999): Sr-bearing perovskite and loparite from lamproite and agpaitic nepheline syenite pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 37, 99 – 112.
- Mitchell, R.H. (2005): Carbonatites, carbonatites and carbonatites. *The Canadian Mineralogist*, 43, 2049 – 2068.
- Mitchel, R. H. (2015): Primary and secondary niobium mineral deposits associated with carbonatites. *Ore Geology Reviews*, 64, 626 – 641.

- Mitchell, R. H., Welch, M. D., Chakhmouradian, A. R. (2017): Nomenclature of the perovskite supergroup: A hierarchical system of classification based on crystal structure and composition. *Mineralogical Magazine*, 81, 411 – 461.
- Moine, B.N., Gregoire, M., O'Reilly, S.Y., Delpech, G., Sheppard, S.M.F., Lorand, J.P., Renac, C., Giret, A., Cottin, J.Y. (2004b): Carbonatite melt in oceanic upper mantle beneath the Kerguelen Archipelago. *Lithos*, 75, 239 – 252.
- Möller, P., Morteani, G., Schley, F. (1980): Discussion of REE distribution patterns of carbonatites and alkalic rocks. *Lithos* 13, 171 – 179.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussmann, J., Aoki, K., Gottardi, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123 – 1133.
- Morogan, V., Woolley, A.R. (1988): Fenitization at the Alnö carbonatite complex, Sweden; distribution, mineralogy and genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, 169–182.
- Moore, K. R., Wall, F., Divaev, F. K., Savantenkova, V. M. (2009): Mingling of carbonate and silicate magmas under turbulent flow conditions: Evidence from rock textures and mineral chemistry in sub-volcanic carbonatite dykes, Chagatai, Uzbekistan. *Lithos*, 110, 65 – 82.
- Münker, C., Wörner, G., Yogodzinski, G., Churikova, T. (2004): Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 275–293.
- Murphy, M.D., Sparks, R.S.J., Barclay, J., Carroll, M.R, Brewer, T.S. (2000): Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of Petrology*, 41, 21 – 42.
- Nasir, S., Al-Khirbash, S., Rollinson, H., Al-Harthy, A., Al-Sayigh, A., Al-Lazki, A., Theye, T., Massonne, H. J., Belousova, E. (2011): Petrogenesis of early cretaceous carbonatites and ultramafic lamprophyres in a diatreme in the Batain Nappes, Eastern Oman continental margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161, 47 – 74.
- Nasraoui, M., Bilal, E. (2000): Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of different alteration stages. *Journal of Asian Earth Science*, 18, 217 – 251.
- Nielsen, T.F.D. (1994): Alkaline dyke swarms of the Gardiner Complex and the origin of ultramafic alkaline complexes. *Geochemistry International*, 31, 37 – 56.
- O'Brien, H., Heilimo, E., Heino, P. (2015): The Archean Siilinjärvi carbonatite complex. In W.D.Maier, Lahtinen, R., O'Brien, H. (eds.) *Mineral deposits of Finland*, Elsevier, Amsterdam, 327 – 344.
- Olivo, G.R., Williams-Jones, A.E. (1999): REE-rich eudialyte from the Pilanesberg complex, South Africa. *The Canadian Mineralogist*, 37, 653 – 663.
- Palmer, H.C, Ernst, R.E., Buchan, K.L. (2007): Magnetic fabric studies of the Nipissing sill province and Senneterre dykes, Canadian Shield, and implications for emplacement. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 507 – 528
- Palmieri, M. (2011) Modelo geológico e avaliação de recursos minerais do depósito de nióbio do Morro do Padre, Complexo alcalino carbonatítico de Catalão II, GO. Unpublished M.Sc thesis, University of Brasília, Brazil, 130 pp.
- Pan, Y., Fleet, M.E. (2002): Compositions of the apatite group minerals: substitution mechanisms and controlling factors. In M.L. Kohn, J. Rakovan, J.M. Hughes (Eds.). *Phosphates* -

- Geochemical, Geobiological, and Materials Importance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48, 13 – 49.
- Pandit, M.K., Sial, A.N., Sukumaran, G.B., Pimentel, M.M., Ramasamy, A.K., Ferreira, V.P. (2002). Depleted and enriched mantle sources for Paleo – and Neoproterozoic carbonatites of southern India: Sr, Nd, C – O isotopic and geochemical constraints. *Chemical Geology*, 189, 69 – 89.
- Pasero, M., Kampf, A.R., Ferraris, C., Pekov, I.V., Rakovan, J., White, T.J. (2010): Nomenclature of the apatite supergroup minerals. *European Journal of Mineralogy*, 22, 163 – 179.
- Pearce, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. Wiley, Chichester, 526–547.
- Pekov, I.V., Chukanov, N.V., Rønsbo, J.G., Sørensen, H. (1997a): Erikite - a pseudomorph after vitusite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie / Monatshefte*, 97-112.
- Pereira, E., Rodrigues, J., Reis, B. (2003): Synopsis of Lunda geology, NE Angola: Implications for diamond explorations. *Comunicacoes do Instituto Geologico e Mineiro*, 90, 189 – 212.
- Peterson, T.D., Le Cheminant, A.N. (1993): Glimmerite xenoliths in early Proterozoic ultrapotassic rocks from the Churchill Province. *The Canadian Mineralogist*, 31, 801–819.
- Petrov, S.V. (2004): Economic deposits associated with the alkaline and ultrabasic complexes of the Kola Peninsula. In F. Wall, A.N. Zaitsev (Eds.), *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province*. Mineralogical Society Series, 10, Mineralogical Society, London, 469 – 490.
- Phillips, J.C., Woods, A.W. (2002): Suppression of large-scale magma mixing by melt-volatile separation. *Earth and Planetary Science Letters*, 204, 47 – 60.
- Philpotts, A.R. (1967): Origin of certain iron–titanium oxide & apatite rocks. *Economic Geology*, 62, 303–315.
- Piccoli, P. M., Candela, P. A. (2002): Apatite in igneous systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48, 255 – 292.
- Pilipiuk, A. N., Ivanikov, V. V., Bulakh, A. G. (2001): Unusual rocks and mineralization in a new carbonatite complex at Kandaguba, Kola Peninsula, Russia. *Lithos*, 56, 333 – 347.
- Pinckston, D.R., Smith, D.G.W. (1995): Mineralogy of the Lake zone, Thor Lake rare-metals deposit, N.W.T., Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 32, 516 – 532.
- Plá Cid, J., Nardi, L.V.S., Gisbert, P.E., Merlet, C., Boyer, B. (2005): SIMS analyses on trace and rare earth elements in coexisting clinopyroxene and mica from minette mafic enclaves in potassic syenites crystallized under high pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 148, 675–688.
- Puustinen, K. (1972): Richterite and actinolite from the Siilinjärvi carbonatite complex, Finland. *Bulletin of Geological Society of Finland*, 44, 83 – 86.
- Ray, J.S., Ramesh, R. (1999): Evolution of carbonatite complexes of the Deccan Flood basalt province: Stable carbon and oxygen isotopic constraints. *Journal of Geophysical Research*, 104, 29471 – 29483.
- Reguir, E.P., Chakhmouradian, A.R., Halden, N., M., Yang, P., Zaitsev, A. N. (2008): Early magmatic and reaction-induced trends in magnetite from the carbonatites of Kerimasi, Tanzania. *The Canadian Mineralogist*, 46, 879 – 900.
- Reguir, E.P., Chakhmouradian, A.R., Halden, N.M., Malkovets, V.G., Yang, P. (2009): Major- and trace-element compositional variation of phlogopite from kimberlites and carbonatites as a petrogenetic indicator. *Lithos*, 112, 372 – 384.
- Reguir, E. P., Chakhmouradian, A. R., Pisiak, L, Halden, N. M., Yang, P., Xu, C., Kynický, J., Coueslan, C.G. (2012): Trace-element composition and zoning in clinopyroxene- and

- amphibole-group minerals: implications for element partitioning and evolution of carbonatites. *Lithos*, 128 – 131, 27 – 45.
- Reynolds, I.M. (1985): The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the Upper Zone of the Bushveld Complex: A review and synthesis. *Economic Geology* 80, 1089-1108.
- Rønsbo, J.G., Khomyakov, A.P., Semenov, E.I., Voronkov, A.A., Garanin, V.K (1979) Vitusite, a new phosphate of sodium and rare earths from the Lovozero alkaline massif, Kola and Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 137, 42 – 53.
- Robles-Cruz, Watangua, J., Isidoro, L., Melgarejo, J.C., Galí, S., Olimpio, A. (2009): Contrasting compositions and textures of ilmenite in the Catoca kimberlite, Angola, and implications in explorations for diamond. *Lithos*. 112, 966 – 975.
- Robles-Cruz, S.E., Escayola, M., Jackson, S., Galí, S., Pervov, V., Watangua, M., Gonçalves, A., Melgarejo, J.C., (2012): U-Pb SHRIMP geochronology of zircon from the Catoca kimberlite, Angola. Implication for diamond exploration. *Chemical Geology*, 310 – 311, 137 – 147.
- Rock, N. M. S. (1986): The nature and origin of ultramafic lamprophyres, alnöites and allied rocks. *Journal of Petrology*, 27, 155 – 196.
- Rock, N. M. S. (1991): *Lamprophyres*. Glasgow, Blackie, 235pp.
- Rodygina, V.G. (1971): The first find of juanite and cebollite in the Kuznetsk Alatau. *Geologiya i Geofizika* (Institute of Geology and Geophysics, Novosibirsk), 12, 62 – 70.
- Rosenbusch, H. (1877): *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine*. Schweizerbart'sche Verlag- handlung, Stuttgart, Germany.
- Roopnarain, S., 2013: Petrogenesis of Carbonatites in the Alnö Complex, Central Sweden. Master Thesis in Sustainable Development at Uppsala University 176, 100 pp.
- Rosén, K. (1994): Studies on countermeasures after radioactive depositions in Nordic agriculture. In: Dahlgaard H. (Ed.), *Nordic radioecology: The transfer of radionuclides through Nordic ecosystems to man*. *Studies in Environmental Science* 62, 239-260.
- Russell, H.D., Hiemstra, S.A., Groeneveld, D. (1954): The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal. *South African Journal of Geology*, 57, 197 – 208.
- Ryerson, F.J., Watson, E.B. (1987): Rutile saturation in magmas: implications for Ti–Nb–Ta depletion in island arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 225 – 239.
- Saller, A., Rusthon, S., Buambua, L., Inmann, K., McNeil, R., Dickson, J. A. D. (2013): Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. *The American Association of Petroleum Geologist*, 100, 1135 – 1164.
- Salvi S, Williams-Jones AE (2005) Alkaline granite-syenite deposits. In: Linnen RL, Samson IM (eds) *Rare Element Geochemistry and Mineral Deposits*. Geological Association of Canada Short Course Notes 17, 315 – 341.
- Saxon, M., Leijld, M., Forrester, K., Berg, J. (2015): Geology, mineralogy, and metallurgical processing of the Norra Kärr heavy REE deposit, Sweden. In: Simandl, G.J. and Neetz, M., (Eds.), *Symposium on Strategic and Critical Materials Proceedings*, November 13-14, 2015, Victoria, British Columbia. British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper 2015-3, 97 – 107.
- Schilling, J., Wu, F. Y., McCammon, C., Wenzel, T., Marks, M. A. W., Pfaff, K., Jacob, D. E., Markl, G. (2011): The compositional variability of eudialyte group minerals. *Mineralogical Magazine*, 75, 87 – 115.
- Secher, K., Larsen, L.M. (1980): Geology and mineralogy of the Sarfartoq carbonatite complex, southern West Greenland. *Lithos*, 13, 199–212.

- Sharygin, V., Kamenetsky, V.S., Zaitsev, A.N., Kamenetsky, M.B. (2012): Silicate -natrocarbonatite liquid immiscibility in 1917 eruption combeite-wollastonite nephelinite, Oldoinyo Lengai Volcano, Tanzania: melt inclusion study. *Lithos* 152, 23–39.
- Shibayeva R I, Belov N V (1960): Crystal structure of wöhlerite, $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Zr},\text{Nb})\text{Si}_2\text{O}_7(\text{O},\text{F})_2$, *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 146, 897 – 900.
- Short, M., Moseley, G., Mounde, M., La Touche, G.D. (2015): Prefeasibility Study – NI 43-101 – Technical report for the Norra Karr Rare Earth Element Deposit. Tasman Metals Ltd., Vancouver, Canada, 384p.
- Silva, M. V. S., Pereira, E. (1973): Estrutura Vulcânico-Carbonatítica da Catanda (Angola). *Boletim dos Serviços de Geologia e Minas de Angola* 24, 5–14
- Silva, A. T. S. F., Kawashita, K. (1978). Evolução geológica da Faixa dobrada Cela – Cariango (Angola). *Boletim Sociedade Geológica de Portugal XXI (Fasc I)*, 5 – 21.
- Skála, R., Ulrych, J., Ackerman, L., Krmiček, L., Fediuk, F., Balogh, K., Hegner, E. (2015): Upper Cretaceous to Pleistocene melilitic volcanic rocks of the Bohemian Massif: petrology and mineral chemistry. *Geologica Carpathica*, 66, 197 – 216.
- Skelton, A.D.L., Hode Vuorinen, J., Arghe, F., Fallick, A. (2007): Fluid-rock interaction at carbonatite-gneiss contact, Alnö, Sweden. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 75 – 90.
- Sklyarov, E.V., Fedorovskii, V.S. (2006): Magma mingling: tectonic and geodynamic implications. *Geotectonics*, 40, 120 – 134.
- Sjöqvist, A.S.L., Cornell, D.H., Andersen, T., Erambert, M., Ek, M., Leijd, M. (2013): Three Compositional Varieties of Rare-Earth Element Ore: Eudialyte-Group Minerals from the Norra Kärr Alkaline Complex, Southern Sweden. *Minerals* 3, 94 – 120.
- Smith, M.P., Campbell, L.S., Kynicky, J. (2014): A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe-REE-Nb deposits, Inner Mongolia, China: Multistage processes and outstanding questions. *Ore Geology Reviews*, 64, 459 – 476.
- Snyder, D., Tait, S. (1995): Replenishments of magma chambers: comparison of fluid-mechanic experiments with field relations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 230 – 240.
- Snyder, D. (1997): The mixing and mingling of magmas. *Endeavour*, 21, 19 – 23.
- Snyder, D., Crambes, C., Tait, S., Wiebe, R. A. (1998): Magma mingling in dikes and sills. *The Journal of Geology*, 105, 75 – 86.
- Snyder, D. (2000): Thermal effects of the intrusion of basaltic magma into a more silicic magma chamber and implications for eruption triggering. *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 257–273.
- Sokolov, S.V. (1983): The genetic unity of the apatite-magnetite ores and carbonatites in alkali-ultrabasic intrusions. *Geochemistry International*, 20, 86 – 98.
- Sokolov, S.V. (1985): Carbonates in ultramafite, alkali-rock, and carbonatite intrusions. *Geochemistry International*, 150 – 166.
- Sokolova, E., Cámara, F. (2017): The seidozerite supergroup of TS-block minerals: nomenclature and classification, with change of the following names: rinkite to rinkite-(Ce), mosandrite to mosandrite-(Ce), hainite to hainite-(Y) and innelite-IT to innelite-1A. *Mineralogical Magazine*, en prensa.
- Sørensen, H. (1970): Internal structures and geological setting of the three agpaitic intrusions: Khibiny and Lovozero of the Kola Peninsula and Ilimaussaq, South Greenland. *The Canadian Mineralogist*, 10, 299 – 334.
- Sørensen, H. (Ed.) (1974): The alkaline rocks. John Wiley & Sons, London. 622 p.

- Sørensen, H. (1992): Agpaitic nepheline syenites: a potential source of rare elements. *Applied Geochemistry*, 7, 417 – 427.
- Sørensen, H. (2001): Brief introduction to the geology of the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland, and its exploration history. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 190, 7 – 23.
- Sørensen, H., Larsen, L.M. (2001): The hyper-agpaitic stage in the evolution of the Ilímaussaq complex, South Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 190, 83 – 94.
- Sørensen, H., Bohse, H., Bailey, J.C. (2006): The origin and mode of emplacement of lujavrites in the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland. *Lithos*, 91, 286 – 300.
- Sørensen, H., Bailey, J.C., Rose-Hansen, J. (2011): The emplacement and crystallization of the U–Th–REE-rich agpaitic and hyperagpaitic lujavrites at Kvanefjeld, Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 59, 69–92.
- Sparks, S. R. J., Sigurdsson, H., Wilson, L. (1977): Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruption. *Nature*, 267, 315 – 318.
- Sparks, R.S.J., Marshall, L.A. (1986): Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 99–124.
- Stanton, W.I., Schermerhorn, L. J.G., Korpershoek, H. R. (1963): The West Congo System. *Boletim Serviços Minas, Angola*, 9, 69 – 78.
- Stoppa, F., Cundari, A. (1995): A new Italian carbonatite occurrence at Cupaello (Rieti) and its genetic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 275 – 288.
- Stoppa, F., Rosatelli, G., Wall, F., Jeffries, T. (2005): Geochemistry of carbonatite – silicate pairs in nature: A case history from Central Italy. *Lithos* 85, 26 – 47.
- Stolz, A.J., Jochum, K.P., Spettler, B., Hofmann, A.W. (1996): Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology*, 24, 587–590.
- Suzaño, N., Becchio, R., Nieves, A., Sola, A., Ortiz, A. (2015): Mezcla de magmas en el arco magmático Famatiniano del noroeste de Argentina: ejemplo en el complejo intrusivo Diablillos, Puna Austral. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32, 433 – 454.
- Sykes, D., Baker, M.B., Wyllie, P.J. (1992): Viscous properties of carbonate melts at high pressure. *Eos, Transactions – American Geophysical Unions*, 73, 372.
- Tappe, S. (2004): Mesozoic mafic alkaline magmatism of southern Scandinavia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 312–334.
- Tappe, S., Jenner, G. A., Foley, S. F., Heaman, L. M., Besserer, D., Kjarsgaard, B. A. & Ryan, A. B. (2004): Torngat ultramafic lamprophyres and their relation to the North Atlantic Alkaline Province. *Lithos*, 76, 491–518.
- Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G. A., Kjarsgaard, B.A. (2005): Integrating Ultramafic lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *Journal of Petrology*, 46, 1893 – 1900.
- Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G. A., Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., Romer, R., L., Stracke, A., Joyce, N., Hoefs, J. (2006): Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton. *Journal of Petrology*, 47, 1261 – 1315.
- Tappe, S., Foley, S. F., Kjarsgaard, B. A., Romer, R. L., Heaman, L. M., Stracke, A., Jenner, G. A. (2008): Between carbonatite and lamproite – diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 3258 – 3286.

- Tappe, S., Steenfelt, A., Heaman, L. M., Simonnetti, A. (2009): The newly discovered Jurassic Tikiusaaq carbonatite – aillikite occurrence, West Greenland, and some remarks on carbonatite – kimberlite relationships. *Lithos*, 112S, 385 – 399.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29, 293–309.
- Thompson, J., Meffre, S., Maas, R., Kamenetsky, V., Kamenetsky, M., Goemann, K., Ehrig, K., Danyushevsky, L. (2016): Matrix effect in Pb/U measurements during LA-ICP-MS analysis of the mineral apatite. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 31, 1206 – 1215.
- Tichomirowa, M., Grosche, G., Götze, J., Belyatsky, B.V., Savva, E. V., Keller, J., Todt, W. (2006): The mineral isotope composition of two Precambrian carbonatite complexes from the Kola Alkaline Province – Alteration versus primary magmatic signature. *Lithos*, 91, 229 – 249.
- Toledo, M.C.M., Lenharo, S.L.R., Ferrari, V.C., Fontan, F., Parseval, Ph., Leroy, G. (2004): The compositional evolution of apatite in the weathering profile of the Catalão I alkaline-carbonatitic complex, Goiás, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 42, 1139 – 1158.
- Tompkins, L.A., Haggerty, S.E., (1985): Groundmass oxide minerals in the Koidu kimberlite dikes, Sierra Leone, West Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 245 – 263.
- Torró, L., Villanova, C., Castillo, M., Campeny, M., Gonçalves, A.O., Melgarejo, J.C., (2012): Niobium and rare earth minerals from the Virulundo carbonatite, Namibe, Angola. *Mineralogical Magazine*, 76, 393 – 409.
- Torquato, J. R. (1974): *Geologia do Sudoeste de Moçamedes e Suas Relações com a Evolução Tectónica de Angola*. PhD, Universidade de São Paula, Brazil, 243 pp.
- Torquato, J. R., Oliveira, J. T. (1977): Sobre a idade dos granitos e do grupo vulcano-sedimentar da região de Chipindo, Angola. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal*, 61, 223 – 238.
- Torquato, J. R., Silva, A.T. S. F., Cordani, G., Kawashita, K. (1979). A evolução geológica do Cinturão Móvel do Quipungo no Ocidente de Angola. *Anais Academia Brasileira Ciências* 51, 133 – 143.
- Torquato, J. R., Carvalho, J. A. R. (1992): Idade Rb-Sr do granite do Caraculo, uma nova evidência para a existência do evento Namib no Sudoeste de Angola. *Revista Geologia* 50, 157 – 167.
- Uher, P., Ondrejka, M., Bačík, P., Broska, I., Konečný, P. (2015): Britholite, monazite, REE-carbonates and calcite: products of hydrothermal alteration of allanite and apatite in A-type granite from Stupné, Western Carpathians, Slovakia. *Lithos*, 236-237, 212 – 225.
- Valentini, L., Moore, K.R., Chazot, G. (2010): Unravelling carbonatite-silicate magma interaction Dynamics: A case study from the Velay province (Massif Central, France). *Lithos*, 116, 53 – 64.
- Vartiainen, H. (1980): The petrography, mineralogy and petrochemistry of the Sokli carbonatite massif, northern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 313, 126 pp.
- Velde, D., Yoder, H. S. (1977): *Melilite and melilite-bearing igneous rocks* — Carnegie Institution of Washington: Year Book, 478–485.
- Veksler, I.V., Nielsen, T.F.D., Sokolov, S. (1998): Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis. *Journal of Petrology*, 39, 2015–2031.
- Vernon, R.H., Etheridge, M.A., Wall, V.J. (1988): Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22, 1 – 11.

- Verwoerd, W.J., Viljoen, E.A., Chevallier, L. (1995): Rare metal mineralization at the Salpeterkop carbonatite complex, Western Cape Province, South Africa. *Journal of African Earth Science*, 21, 171 – 186.
- Viladkar, S.G., Pawaskar, P.B. (1989): Rare earth element abundances in carbonatites and fenites of the Newania complex, Rajasthan, India. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 61, 113 – 122.
- Vilalva, F. C. J., Vlach, S. R. F., Simonetti, A. (2013): Nacareniobsite-(Ce) and britholita-(Ce) in peralkaline granites from the Morro Redondo Complex, Graciosa Province, Southern Brazil: occurrence and compositional data. *The Canadian Mineralogist*, 51, 313 – 332.
- Vlasov, K.A., Kuz'menko, M.Z., Es'kova, E.M. (1966): *The Lovozero Alkaline Massif*. Oliver & Boyd, Edinburgh and London.
- Vlasov, K.A.: (1966): Geochemistry of rare elements. In: K.A. Vlasov (Ed.): *Geochemistry and mineralogy of rare elements and genetic types of their deposits*. Vol. 1. Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem, 688p.
- Vlasov, K.A. (1966): *Geochemistry and mineralogy of rare elements and genetic types of their deposits*. Jerusalem, Israel Program for Scientific Translations, 1, 688 pp.; 2, 945 pp; 3, 916 p.
- Von Gumbel, C.W. (1874): *Die Paleolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges*, Franz, Munich, Germany.
- Wall, F., Williams, C.T., Woolley, A.R., Nasraoui, M. (1996): Pyrochlore from weathered carbonatite at Lueshe, Zaire. *Mineralogical Magazine*. 60, 731-750.
- Wall F., Zaitsev A., Jones A.P., Mariano A.N. 1997. Rare earth rich carbonatites: A review and latest results. *Journal of Geosciences* 42, 49.
- Wall, F., and Zaitsev, A.N. (2004): Rare earth minerals in Kola carbonatites. *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province* (ed. F. Wall and A.N. Zaitsev). *Mineralogical Society Series*, London, 341–373.
- Wall, F. (2014): *Critical Metals Handbook* (ed. Gus Gunn), 312 – 339.
- Wang, A., Freeman, J. J., Jolliff, B. L. (2015): Understanding the Raman spectral features of phyllosilicates. *Journal of Raman spectroscopy*, 46, 829 – 845.
- Waters, F.G. (1987): A suggested origin of MARID xenoliths in kimberlites by high pressure crystallization of an ultrapotassic rock such as lamproite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 523–533.
- Weinberg, R.F. (1997): The Disruption of a Diorite Magma Pool by Intruding Granite: The Sobu Body, Ladakh Batholith, Indian Himalayas. *J. Geol.* 105(1), 87-98.
- Williams, C.T. (1996): The occurrence of niobian zirconolite, pyrochlore and baddeleyita in the Kovdor carbonatite complex, Kola Peninsula, Russia.
- Williams, C.T., Kogarko, L.N. (1996): New data on rare-metal mineralization in carbonatites of the Guli massif, Polar Siberia. *Geokhimiya*, 6, 483 – 491.
- Woodard, J. (2010): *Genesis and emplacement of carbonatites and lamprophyres in the Svecofennian Domain*. Academic Dissertation (PhD). University of Turku, Finland. 330 p.
- Woolley, A.R. (1989): Spatial and Temporal Distribution of Carbonatites. In: K. Bell (Ed.): *Carbonatites: Genesis and Evolution*, Unwin Hyman, Ltd., London, 618 p.
- Woolley, A.R., (2001): *Alkaline rocks and carbonatites of the world*. Part 3. Africa. *Geological Society of London*, 372 p.
- Woolley, A.R., Kempe, D.R.C. (1989): Carbonatites: Nomenclature, Average chemical Compositions, and Element Distributions. In: K. Bell (ed.): *Carbonatites: Genesis and Evolution*, Unwin Hyman, Ltd., London, 618 p.

- Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M. S. Scott-Smith, B. H. (1996): Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 34, 175 – 186.
- Woolley, A. R., Church, A. A. (2005): Extrusive carbonatite: A brief review. *Lithos*, 85, 1 – 14.
- Woolley, A.R., Kjarsgaard, B.A. (2008a). Carbonatite occurrences of the world: map and database. Geological Survey of Canada, Open File 5796. 28 Pp.
- Wyatt, B. A., Mike, B., Anckar, E., Grütter, H., (2004): Compositional classification of “kimberlitic” and “non-kimberlitic” ilmenite. *Lithos*, 77, 819 – 840.
- Wyllie, P.J., (1983): Ilmenite (high Mg, Mn, Nb) in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil. *American Mineralogist*. 68, 960 – 971.
- Yang, Z., Woolley, A.R. (2006): Carbonatites in China: a review. *J. Asian Earth Sci.* 27, 559-575.
- Yegorov, L.S. (1984): Rare-earth element and fluorine contents of apatite as reflecting formation conditions, alteration, and potential mineralization for rocks of the foscorite-carbonatite group in ijolite-carbonatite complexes. *International Geology Review*, 26, 93 – 107.
- Yegorov, L.S. (1993): Phoscorites of the Maymecha–Kotuy ijolite–carbonatite association. *International Geology Review*, 35, 346–358.
- Zaitsev, A.N., Bell, K. (1995): Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationship of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola peninsula, Russia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 121, 324 – 335.
- Zaitsev, A.N., Wall, F., Le Bas., M. (1998): REE-Sr-Ba minerals from the Khibina carbonatites, Kola Peninsula, Russia: their mineralogy, paragenesis and evolution. *Mineralogical Magazine*, 62, 225 – 250.
- Zaitsev, V., Kogarko, L. (2012): Sources and perspectives of REE in the Lovozero massif (Kola Peninsula, Russia). *European Mineralogical Conference 1, EMC 2012*, 290.
- Zaitsev, A.N., Williams, C.T., Jeffries, T.E., Strekopytov, S., Moutte, J., Ivashchenkova, O.V., Spratt, J., Petrov, S.V., Wall, F., Seltsmann, R. (2015): Rare earth elements in phoscorites and carbonatites of the Devonian Kola Alkaline Province, Russia: Examples from Kovdor, Khibina, Vuoriyarvi and Turiy Mys complexes. *Ore Geology Reviews*, 64, 477 – 498.